



*Universidad Complutense
Facultad de C.C. Geológicas
Departamento de Estratigrafía
Geología del Macizo Ibérico*

**ITINERARIOS GEOLÓGICOS
POR EL MACIZO IBÉRICO**

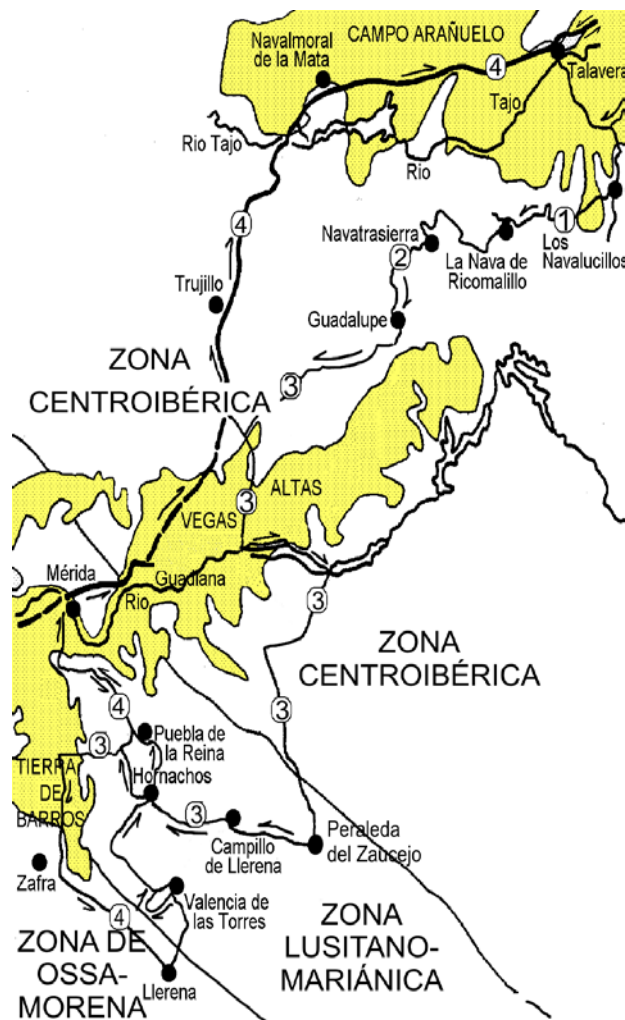
*Transversal de las Zonas de Ossa-Morena
y Centro-Ibérica entre el Este de la Tierra
de Barros (Badajoz central), y los Montes de
Toledo Occidentales (Toledo)*
Pedro Herranz y Miguel Angel de San José

Coordinación y Edición
Alvaro García Quintana
Agustín Pedro Pieren

Madrid 1996

PRESENTACIÓN

Este viaje de estudios tiene como objetivo concreto, mostrar las características estratigráficas de las distintas unidades metamórficas y sedimentarias que forman el Precámbrico y Paleozoico en el sector meridional de la Zona Centro-Ibérica (Subzona Lusooretana) y en el sector nororiental de la Zona de Ossa-Morena (nueva Zona Lusitano-Mariánica), y el estudio de sus relaciones, en especial las que presentan mayor importancia para la interpretación evolutiva de dichas áreas, cuyo carácter



controvertido resalta su interés didáctico.

Como objetivo más general, este viaje de estudios pretende ofrecer al alumno la posibilidad de contrastar con la realidad, al menos una parte de los contenidos contemplados en el desarrollo de la asignatura. En las Ciencias Territoriales, como es el caso de la Geología, la realidad es sustituida en el proceso de aprendizaje por representaciones indirectas de la misma, como descripciones, tablas, gráficos, mapas, fotografías, diapositivas, videos, etc. Ello lleva con frecuencia al alumno a errores conceptuales importantes, que no son detectados fácilmente por los métodos usuales de evaluación. Por ello, para una correcta formación del alumno en estas ciencias, es imprescindible la realización de este tipo de actividades docentes.

PROFESORADO

- D. Miguel Angel de San José Lancha
Licenciado en Ciencias Geológicas
Profesor Titular de Escuela Universitaria
DIRECTOR DEL VIAJE DE ESTUDIOS
- D. Pedro Herránz Araujo
Doctor en Ciencias Geológicas
Investigador del Consejo Superior
de Investigaciones Científicas
- D. Agustín P. Pieren Pidal
Doctor en Ciencias Geológicas
Profesor Asociado del Departamento de
Estratigrafía

Profesores colaboradores en la redacción de la guía

- D. Pedro Herranz Araújo
D. Agustín P. Pieren Pidal

Coordinación, edición e impresión de la guía

- D. Alvaro García Quintana
Doctor en Ciencias Geológicas
Profesor Titular de Universidad; Dptº de
Estratigrafía

D. Agustín P. Pieren Pidal

Dña. Yolanda Sánchez Moya

Doctora en Ciencias Geológicas

Profesora Titular de Universidad; Dptº de
Estratigrafía

Reprografía y montaje

D. Modesto Escudero del Valle

Dpto. de Estratigrafía

ENCUADRE GEOLÓGICO

A) ZONA CENTRO-IBÉRICA MERIDIONAL (SUBZONA LUSOORETANA)

El recorrido consiste en una transversal parcial de los sectores occidental del dominio de los Montes de Toledo y central del Beirano-Alcúdico, a desarrollar durante las jornadas 1, 2 y en parte 3 de la excursión.

Toda esta región está incluida en la “subzona Lusoooretana”, parte meridional de la “zona Centro-Ibérica” redefinida a partir de las clásicas divisiones de LOTZE (1945) y JULIVERT *et al.* (1972). Desde el punto de vista estratigráfico, su característica más típica es el carácter discordante de la “Cuarcita Armoricana” de edad ordovícica inferior (Arenig), sobre un sustrato formado por diferentes materiales de edad precámbrica o cámbrica inferior. Esta potente sucesión de Cuarcita Armoricana ha sido usada como “nivel guía” cartográfico regional, ya que constituye el elemento principal constructor del relieve, dando lugar en toda el área a alineaciones montañosas conspicuas, de típica silueta aserrada, y permite una división neta entre los materiales “ante-ordovícicos”, por una parte, y “post-cámbricos” por la otra.

Estructuralmente, la región se caracteriza por una alternancia de sinclinales y anticlinales hercínicos de dirección NW-SE, que hacia el E, giran progresivamente pasando a direcciones E-W. Los sinclinales, en función de la división anteriormente indicada, están formados por sucesiones de materiales con edades desde ordovícica inferior (incluyendo otras dos unidades, situadas bajo la “Cuarcita Armoricana”, -discordantes también sobre el sustrato y ligadas al ciclo Ordovícico- de edad cámbrica superior alta?-“ordovícica basal”), hasta carbonífera, mientras que en los anticlinales afloran materiales de edad precámbrica y cámbrica inferior. Toda la región presenta grado “muy bajo” de metamorfismo, excepto en zonas próximas a granitos, donde éste puede ocasionalmente alcanzar grado más alto por efecto del contacto con la intrusión.

MATERIALES ANTEORDOVÍCIOS

Previamente a la deposición de la “Cuarcita Armoricana”, toda la región sufrió al menos un basculamiento hacia el NE, que produjo la aparición de materiales tanto más antiguos cuanto más al SW, donde mayoritariamente afloran los materiales mas bajos que se pueden reconocer en esta zona, que fueron adjudicados al “Alcudiense inferior” por HERRANZ *et al.* (1977). La base y potencia de esta unidad son desconocidas, aunque ésta última se ha supuesto entre 6.000 y 7.000 m. (VILAS *et al.* 1981). El Alcudiense inferior, formado por alternancias de esquistos y grauvacas con intercalaciones de conglomerados y escasos materiales volcánicos, estructuralmente se caracteriza por presentar un estilo tectónico mesozonal, con pliegues apretados métricos a decamétricos y abundantes estructuras mullionares, todos ellos acompañados por esquistosidad de plano axial, frecuentemente replegada. Presenta además lineaciones de intersección subverticales entre la primera esquistosidad hercínica y la estratificación. Varios aspectos del “Alcudiense inferior” se podrán observar durante las jornadas 2ª y 3ª del viaje de estudios (paradas 2.5, 2.6, 3.1 y 3.2).

Discordante sobre el “Alcudiense inferior” se apoya el “Alcudiense superior”, (HERRANZ *et al.* 1977). La discordancia fue citada en primer lugar por REDLIN (1956) y BOUYX (1970). Descrita por CRESPO y REY en el Valle de Alcudia (1971) fue posteriormente negada por TAMAIN (1975). Recientemente se ha confirmado su existencia en diversos puntos de los anticlinales de Navalpino y Abenójar (SAN JOSÉ 1983, 1984; ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO, 1986), y se ha extendido a otras estructuras de la zona Centro-Ibérica (PELÁEZ *et al.* 1986; PIEREN *et al.* 1987, SAN JOSÉ *et al.* 1990, 1992). El “Alcudiense superior” es una unidad más variada litológicamente, y está formada por conglomerados, areniscas, esquistos, grauvacas y dolomías (SAN JOSÉ 1983), en la cual se deduce la existencia de dos largos “episodios tectonosedimentarios” (VILAS *et al.* 1986), que junto con un tercero suprayacente configuran la megaunidad superior del hiperciclo anteordovícico de VILAS y SAN JOSÉ (1990).

Primer episodio tectonosedimentario

Consta de tres ciclos.

Primer ciclo, de colmatación, comprende desde depósitos continentales y deltaicos hasta turbiditas, depósitos de talud, depósitos de plataforma siliciclástica, y de plataforma carbonática con evidencias de emersión como “mounds” formados por algas.

Segundo ciclo, se desarrolla después de una interrupción sedimentaria y significa la progradación de niveles someros sobre los niveles distales en una plataforma siliciclástica, que culmina en depósitos carbonáticos generalizados, desde perimareales hasta plataforma abierta limitada por rampas o arrecifes franjeantes en el borde de un talud proximal situado hacia el NE.

Tercer ciclo, de somerización, muy circunscrito, comprende desde facies siliciclásticas deltaicas de grano grueso, costeras y de plataforma interna, pasando hacia el N a plataforma externa y talud proximal.

En amplios rasgos los materiales del primer episodio presentan facies continentales al S y SW (PIEREN *et al.* 1991), una estrecha banda de materiales de plataforma (Anticlinales de Alcudia, Abenójar, Navalpino, Ibor y parte septentrional del Gran Anticlinorio Centro-Extremeño) y finalmente depósitos turbidíticos al norte y NE (VILAS *et al.* 1987, SAN JOSÉ *et al.* 1990).

Segundo episodio tectonosedimentario

Primer ciclo: base fuertemente erosiva; incluye clastos de las litologías previas de la región; responde al relleno de un surco turbidítico con progresiva distalidad y progradación final de facies de plataforma distal dominada por las tormentas.

Segundo ciclo: tras una interrupción sedimentaria, depósitos de talud y turbidíticos proximales evolucionan hacia techo a secuencias deltaicas distales y tempestitas de plataforma externa.

Aunque tradicionalmente los materiales de este episodio se han considerado regionalmente parte del Alcudiense superior, las estrechas relaciones de su contenido paleontológico con el de la base del siguiente episodio, han permitido (SAN JOSÉ *et al.*, 1992) proponer una unidad cronoestratigráfica común para ambos, extendiendo la definición anterior de Pusiense (SAN JOSÉ, 1983, 1984) como piso límite entre el Cámbrico y el Véndico, de adscripción dudosa a uno u otro.

Observaremos aspectos diferentes del Alcudiense superior durante la 1ª y 2ª jornadas del viaje de estudios (paradas 1.6, 2.1, 2.4 y 2.5).

Tercer episodio tectonosedimentario

De nuevo discordantes sobre ésta y otras unidades anteriores, y tras una etapa de deformación que genera en el sustrato pliegues isoclinales en “chevron”, norvergentes, seguida de una brusca profundización de la cuenca, aparecen materiales turbidíticos ? proximales, pasando a facies anóxicas y bandeadas de plataforma externa y talud, en las que aparecen canales rellenos de oncolitos fosfáticos y conglomerados cuarzo-feldespáticos y cuarzosos. La sucesión evoluciona hacia techo a plataforma proximal y facies costeras siliciclásticas progradantes, carbonatos perimareales, y de nuevo facies arenosas costeras regresivas en el techo, una vez más discordantes bajo el Ordovícico. Este conjunto configura un nuevo episodio que comprende un único ciclo, de progresiva somerización por colmatación de la cuenca.

Distinguimos dos partes de este ciclo:

a) Parte inferior (Pusiense-Cámbrico inferior)

- “Nivel de Fuentes” (MORENO, 1974): constituido por megabrechas, lutitas y conglomerados. (Parada 2.1).
- “Pizarras del Pusa” (SAN JOSÉ et al. 1974), que incluyen el límite Precámbrico-Cámbrico (BRASIER et al. 1979; LIÑÁN et al. 1984). (Paradas 1.2, 1.5 y 2.1).

b) Parte superior (Cámbrico inferior seguro)

- “Areniscas del Azorejo” (SAN JOSÉ et al. 1974), en continuidad con las anteriores “Pizarras del Pusa”. Con trazas fósiles de edad cámbrica inferior. (Paradas 1.1, 1.2 y 1.4).
- “Calizas de Los Navalucillos” (GIL CID et al. 1976 b), tramo perimareal-carbonático (ZAMARREÑO et al. 1976), cuya edad ha sido recientemente revisada (PEREJÓN, 1984): Ovetiense superior (límite Atdabaniense-Botomiense). (Parada 1.1).

Las facies regresivas terminales no se estudian en esta excursión, pero sus equivalentes más al E (Los Cortijos de Malagón) presentan fauna trilobítica del Cámbrico inferior alto (Bilbiliense temprano), próxima al límite con el Cámbrico medio.

MATERIALES PALEOZOICOS POSTCÁMBRICOS

Forman un hiperciclo sedimentario completo, relacionado con el ciclo tectogenético que culmina con la consolidación crustal de la Cadena Hercínica, aglutinante del reagrupamiento continental que dio lugar a la Pangea.

La base de este hiperciclo constituye una discontinuidad estratigráfica de primer orden, que se materializa en una o varias discordancias sucesivas (Fases Ibérica y Toledánica de LOTZE, 1956). La importancia de esta discontinuidad, que separa los materiales ordovícicos de su zócalo relativo, cámbrico y (o) precámbrico, no impide la existencia esporádica de unidades discordantes siliciclásticas o volcanosedimentarias, conservadas a favor de cubetas o

semigrábenes, y cuya edad, a falta de fósiles, podría abarcar desde el Cámbrico medio o superior hasta el Ordovícico basal. Por encima, la discordancia principal (impropiamente atribuida a la “Fase Sárdica”) viene fosilizada por un conjunto marcadamente transgresivo de facies arenosas (“Grupo del Estena”), desde fluviomareales (“Capas Intermedias”, o “*Serie Púrpura*”), frecuentemente ferruginizadas, a veces ausentes por causas paleogeográficas, hasta litorales (“Cuarcita Armoricana”) (Parada 4.4.), cuya edad conjunta, en función de la icnofauna, debe atribuirse al Arenig s.l. La existencia de pequeñas discontinuidades internas marca interrupciones en la tendencia general transgresiva, mientras que las que aparecen en las alternancias cuarcítico-pizarrosas superiores (“Capas de Marjaliza”) y que se materializan en “*hard-grounds*” ferruginosos, niveles lumaquéllicos y concentraciones de granos fosfáticos y minerales pesados radiactivos, están, por el contrario, en relación con un contexto regresivo que marca el límite cronológico inferior del Oretaniense (aproximadamente, antiguo Llanvirniense) (GUTIÉRREZ-MARCO *et al.*, 1995).

Por encima se desarrolla una sucesión predominantemente lutítica, de plataforma abierta, muy fosilífera (“Capas con *tristan*”) que, tras una interrupción marcada por una delgada capa de Fe oolítico a pocos metros de la base, comprende una unidad transgresiva pizarrosa inferior (“Pizarras de Navatrasierra”), un paquete arenoso (“Areniscas de los Rasos”) que marca el límite Oretaniense-Dobrotiviense (aprox. antiguo Llandeiliense), y un cambio de tendencia hacia una regresión que se acentúa en las “Pizarras de Navalaceite”, superiores, y que culmina en una nueva unidad cuarcítica (“Cuarcita de La Cierva”, o “Areniscas de Retuerta”, según los lugares).

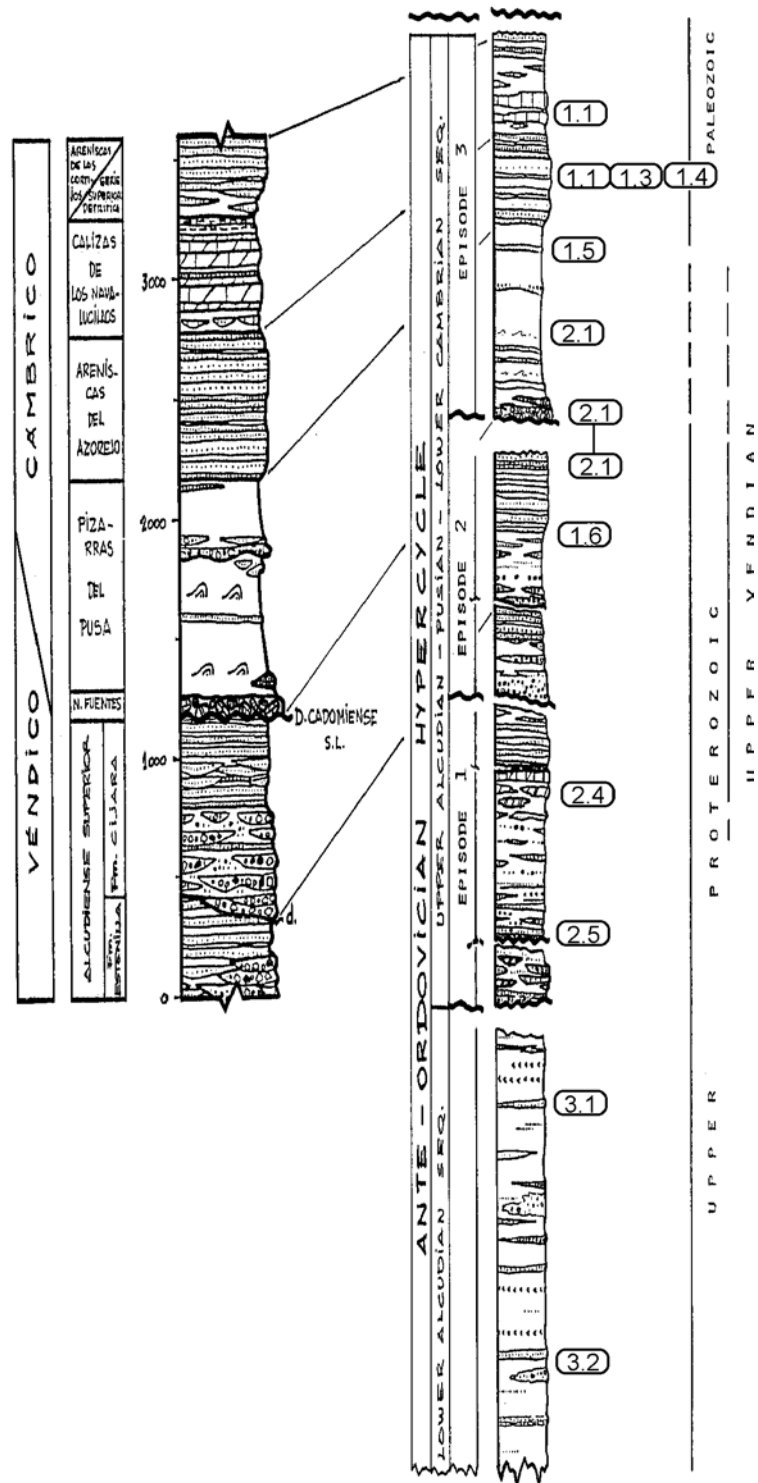
El Ordovícico superior está representado en el área de la excursión por una unidad lutítica poco potente (“Pizarras intermedias”, o “Pizarras con *onnia*”, según los sitios), que hacia la base incluye un horizonte microconglomerático fosfatado que marca una interrupción intra-Caradoc, esta vez sí comparable a la “Discordancia Sárdica”. Por encima, la sucesión normalmente se interrumpe debido a la discontinuidad prehirnantiense; no obstante, hacia el SE llegan a aparecer bajo esta discontinuidad y sobre las “Pizarras intermedias”, primero, una unidad arenoso-lutítica muy fosilífera, con frecuentes bancos lumaquéllicos (“Bancos Mixtos”) y, finalmente, disconformes sobre el sustrato, calizas bioclásticas puras (“Caliza Urbana”), cuyos cantos contribuyen a las facies diamictíticas suprayacentes. Es frecuente la ausencia por erosión presilúrica de estas dos últimas unidades, como ocurre en la parada 2.2 de la excursión.

Una importante discontinuidad estratigráfica, marcada por un delgado conglomerado de matriz ferruginosa, da paso a un conjunto grauváquico-cuarcítico (parada 2.2) cuya edad, por correlación cicloestratigráfica interregional, y en ausencia de datos paleontológicos, se ha supuesto hirnantiense. Comprende, sobre este conglomerado, lutitas arenosas y grauvacas oscuras micáceas, con típica disyunción bolar (“Fm. Gualija”), que incluyen cantos dispersos centimétricos (escasos decimétricos, algunos de ellos posiblemente estriados) de diversas litologías asignables a unidades precedentes, entre ellas calizas del Ordovícico superior que no afloran en el área del corte. Estas facies de “pelitas con fragmentos” son similares a las paratillitas glaciomarinas que se distribuyen por toda Europa occidental, N de África y S América orlando el casquete glacial finiordovícico centro-sahariano, y cuya removilización contribuye a colmatar cuencas turbidíticas generadas en un régimen tensional contemporáneo de episodios compresivos en la cercana área de sedimentación-deformación caledónica. La unidad cuarcítica intercalada

(Miembro Las Majuelas), se interpreta como el resultado de la removilización y retoque en un medio litoral de la unidad grauváquica inferior, a la que seguiría un nuevo pulso representado por la superior.

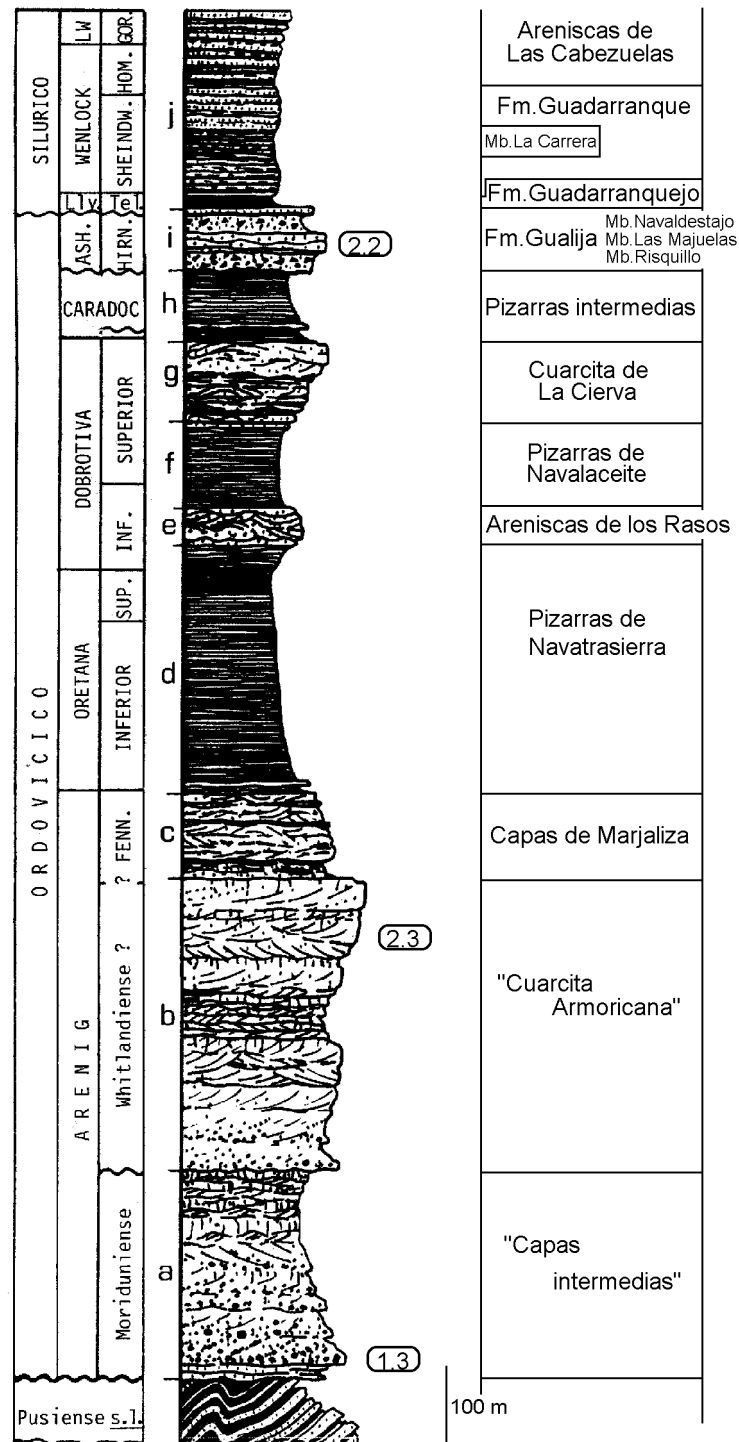
No existen datos para situar con exactitud en este área el límite Ordovícico-Silúrico; no obstante, sobre una delgada cuarcita conglomerática ligeramente disconforme sobre las “pelitas con fragmentos” superiores, aparecen, en tránsito brusco y casi siempre mecanizado, ampelitas muy fosilíferas (Fm. Guadarranquejo) fuertemente transgresivas y de edad ampliamente telychiense (Llandovery superior), que pasan hacia techo a ritmitas areniscoso-lutíticas (Fm. Guadarranque), del Wenlock, y, por último, areniscas litorales, regresivas, del Wenlock-Ludlow, que culminan en cuarcitas ferruginosas de edad incierta.

Tampoco existen argumentos para fijar la posición del límite Silúrico-Devónico, que al Sur de este área, en la región de Almadén, debe situarse dentro de una alternancia similar a la anterior, aunque con importantes intercalaciones volcanosedimentarias, ya que la unidad cuarcítica que se le superpone (“Cuarcitas de base del Devónico”) presenta cerca de su base fósiles bentónicos del Lochkoviense superior-Praguiense (límite Gedinense-Siegeniense, en la terminología antigua). No obstante, no debe descartarse la presencia dentro de esta unidad de interrupciones marcadas por niveles conglomeráticos que inician una inversión en la tendencia, hacia una nueva transgresión que da paso a sedimentos lutíticos, y carbonatados bioclásticos, muy fosilíferos, del Praguiense-Emsiense.



Una nueva interrupción, oculta o difícilmente observable dentro de alternancias heterolíticas con predominio arcilloso ("Discontinuidad Mesodevónica"), y que abarca desde el Emsiense superior hasta el Frasnense basal, da paso a una nueva unidad areniscosa con raros lentejones carbonáticos, y abundantes intercalaciones de rocas volcánicas básicas en Almadén, que culmina en lutitas y sobre la cual, disconformes, aparecen las lutitas versicolores y cuarcitas discontinuas ("Cuarcitas Campana") con fósiles del Fameniense-Tournaisiense, que constituyen la base de la potente sucesión esquistoso-grauváquica en "facies Culm" de edad Viseense-Namuriense que caracteriza el entorno del "Surco de Los Pedroches", sustituida hacia el W por rocas volcanosedimentarias, potentes calizas y lutitas. Los únicos materiales posteriores a estos y aún relacionables con las postrimerías del Ciclo Hercínico son los conglomerados, areniscas y lutitas carbonosas estefanienses o estefano-autunienses, en facies límnicas, conservadas en depresiones intramontañosas o semicubetas tectónicas a favor de fracturas tardías, muchas de ellas posteriormente removilizadas durante el Ciclo Alpino.

Dudas y Comentarios:



Modificado de J.C. Gutierrez Marco et al. 1992

Notas:

B) ZONA LUSITANO-MARIÁNICA Y DE OSSA-MORENA NORORIENTAL

El precámbrico y su cobertera paleozoica, en esta región del Macizo Hespérico del E de la provincia de Badajoz, entre la Tierra de Barros y el río Zújar, sumando los espesores máximos que muestra cada unidad, sobrepasan holgadamente los 17.000 m. de potencia, y ello a pesar de que los vacíos erosionales deducidos (por saltos de metamorfismo en discordancias y otros criterios) pueden superar incluso los valores presentes. La nomenclatura y siglas de las unidades que en lo sucesivo se utilizan, y los nombres de los grupos, son los propuestos por HERRANZ (1984, 1985).

A) Hay una gran profusión de afloramientos precámbricos, sobre todo en la mitad SW del sector estudiado y en algunos núcleos anticlinoriales de la mitad NE. Este precámbrico regional está formado por una sucesión característica de unidades litológicas bien definidas, metamórficas y metasedimentarias, cuyas relaciones de yacencia se mantienen de forma pertinaz, independiente de la tectónica a lo largo de toda la zona estudiada. Se distinguen tres megaunidades estratigráficas superpuestas:

1) “**Beturiense**”, con predominio ortoderivado en su parte inferior y metasedimentario en su parte alta. Comprende neises, anfibolitas, esquistos metapelíticos y otras litologías supeditadas. Presenta polideformación compleja que borra las características iniciales al combinarse con varias fases de metamorfismo (en una de ellas se alcanza localmente distena-sillimanita), aunque biotita y granates son los minerales de neoformación más extendidos. Esta macrounidad presenta importantes discontinuidades internas, que separan dos grandes conjuntos, metamórficos y metasedimentario, a su vez divididos en tramos de litología y significado diferentes, entre los que

destaca uno superior formado por esquistos y cuarcitas negras, cuarcitas listadas, dolomías y metaliditas, principal responsable de la acuñación del equívoco y extendido nombre de “Serie Negra”.

2) “**Alcudiense**”, metasedimentario, que incluye dos sucesiones superpuestas y separadas por una discontinuidad. Polimetamorfismo y microdeformación más sencillos y de menor intensidad que en el Beturiense. Descansa en neta discordancia sobre el anterior macroconjunto. Se arrastra desde Alcudia el nombre, sin que ello suponga una estricta correlación sino una provisional equivalencia. Clorita dominante.

3) “**Precámbrico Terminal**”, volcánico, fundamentalmente andesítico (localmente riolítico), con discontinuidades a muro y techo. Metamorfismo de grado muy bajo o anquimetamorfismo, y deformación sencilla. Esta forma de terminar el precámbrico es privativa de las Zonas Lusitano-Mariánica y de “Ossa-Morena” en el ámbito peninsular, y evoca sucesiones comparables en el dominio antiatlásico norafricano.

B) La compleja y potente sucesión paleozoica que aparece discordante sobre el precámbrico, tiene, en síntesis las siguientes macrounidades sucesivamente disconformes:

1) **Cámbrico inferior**, vulcanodetrítico en la base y con detríticos finos, vulcanitas y calizas después. Datado mediante arqueociatos y (o) trilobites. Aparece sólo al SW de la zona visitada y en una cuenca adventicia en el sector de Alange (NW).

2) “**Cambro-Ordovícico**”, representado por una potente sucesión de cuarcitas y esquistos metapelíticos de grado muy bajo. Se desarrolla en surcos aislados, paralelos, NW-SE, relevándose (rara vez coexistiendo) con la siguiente unidad.

- 3) “**Ordovícico basal**”, compuesto por materiales arcósi-
cos, vulcanodetríticos en la base, y por arenas y pelitas de
plataforma somera después (con gran abundancia de
conductos perforantes). Se desarrolla en semifosas
alargadas, NW-SE, alternantes con los surcos anteriores.
- 4) “**Ordovícico, Silúrico, y Devónico inferior**”,
constituyen una sucesión con pequeñas discontinuidades
internas y gran espesor. Se dibujan cuatro megaciclos con
bases arenosas (cuarcitas) y con dominio pelítico en el
resto (pizarras). En el Ordovícico superior, y sobre todo en
el Devónico, hay tramos carbonatados. Todos estos
depósitos aparecen exclusivamente en los 2/3
nororientales de la zona visitada (correspondientes a la
recién propuesta nueva Zona Lusitano-mariánica), y su
ausencia en el tercio SW (Ossa-Morena s.str.) pudiera ser
primaria.
- 5) El **Devónico Superior** consta de areniscas y ampelitas
que sellan la Discontinuidad Mesodevónica. Sobre ellas
descansan conglomerados y cuarcitas devónicos termina-
les, (con pelitas y lentejones calcáreos a techo)
claramente extensivos respecto a las areniscas basales,
hasta el punto de llegar a descansar discordantes sobre
Ordovícico basal.
- 6) El **Carbonífero inferior**, que llegaría hasta el
Namuriense, es continental en la base y pasa a marino,
extensivo, hacia arriba. Tiene conglomerados, ritmitas
grauvaco-pelíticas, vulcanismo ácido y básico, pelitas y
calizas recifales. Discordante sobre cualesquiera rocas
anteriores, metamórficas (Beturiense superior) o
metasedimentarias (precámbricas más modernas y
paleozoicas)
- 7) Un posible **Westfaliense residual**, con conglomerados
gruesos y grauvacas, que no ha sido datado paleontológi-
camente.

C) En la tectónica regional, sobresalen los siguientes hechos:

- La estructuración de la zona en bloques alargados, orientados de WNW a ESE, con intercalación de fallas levóginas de varios km. de salto, de modo que hoy están yuxtapuestas áreas prehercínicas alejadas. Una de esas fallas, la que llamamos de Campillo, es particularmente importante y divide diagonalmente la zona en dos áreas de características peculiares. Su salto horizontal deducido es de unos 20 km.

- La existencia de múltiples deformaciones superpuestas: precámbricas, finiprecámbricas, caledónicas y hercínicas, aparte de fracturaciones tardías. En todas ellas predominan de forma pertinaz. efectos homoxiales WNW-ESE. Son escasas las interferencias cruzadas con la dirección NE-SW.

De ellos se deduce:

- La posibilidad de una paleoconexión de "Ossa-Morena" con áreas norafricanas antes del Cámbrico superior, su posible sutura a la protoplaca ibérica durante dicha época, y su plena incorporación al Bloque Ibérico a partir de esa fecha.

- La magnitud de la estructuración precámbrica de la región, que fue suficientemente importante como para influir en el desarrollo local de orógenos y cuencas de sedimentación posteriores.

- La importancia del "Eje Badajoz-Córdoba", que tiene una larga antecedencia y no es exclusivamente una estructura hercínica tardía. Su principal desarrollo como polihorst debió ser intraordovícico, su papel como divisoria de vergencias de cabalgamientos, intradevónico, y su mecánica de desgarres levógiros longitudinales, hercínica tardía.

D) En la geología endógena de este sector del Macizo Hespérico, destacan:

- La existencia de numerosos episodios volcánicos básicos, intermedios y ácidos, tanto precámbricos como paleozoicos.

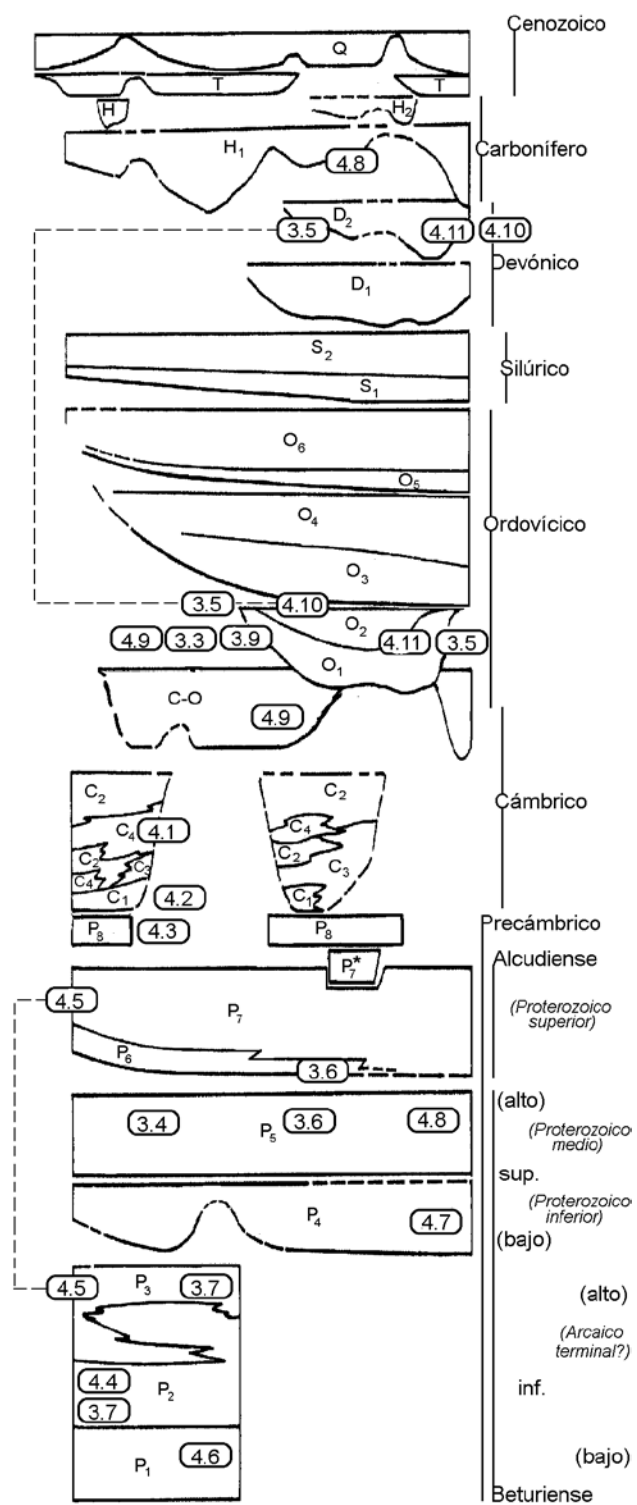
- La presencia de cinco etapas polimetamórficas, algunas de ellas precámbricas, localmente certificables por métodos estratigráficos.

- La existencia de grandes cuerpos plutónicos, que en función de los materiales encajantes son susceptibles de ordenación cronológica en distintos episodios, detectándose precámbricos, caledónicos y varios plutonismos hercínicos.

E) La historia geológica de esta región es un largo proceso que posiblemente arranca del Arcaico superior, de modo que “Ossa-Morena” ha sido una zona especialmente móvil desde antiguo, con corteza delgada, multifracturada, y con diversos episodios magmáticos de carácter y quimismo diferentes.

F) Paleogeográficamente, las características de su registro estratigráfico y de su historia geológica, permiten el establecimiento de correlaciones con otros dominios. Por ello es posible: la emigración durante el precámbrico del bloque de Ossa-Morena de E a W actuales a lo largo del Norte del continente africano; su inclusión finiprecámbrica en un largo cinturón volcánico (¿arco insular?) desarrollado por el Atlántico Norte; y su total integración en el flanco S del Macizo Hespérico durante el Paleozoico supracámbrico.

Dudas y comentarios:

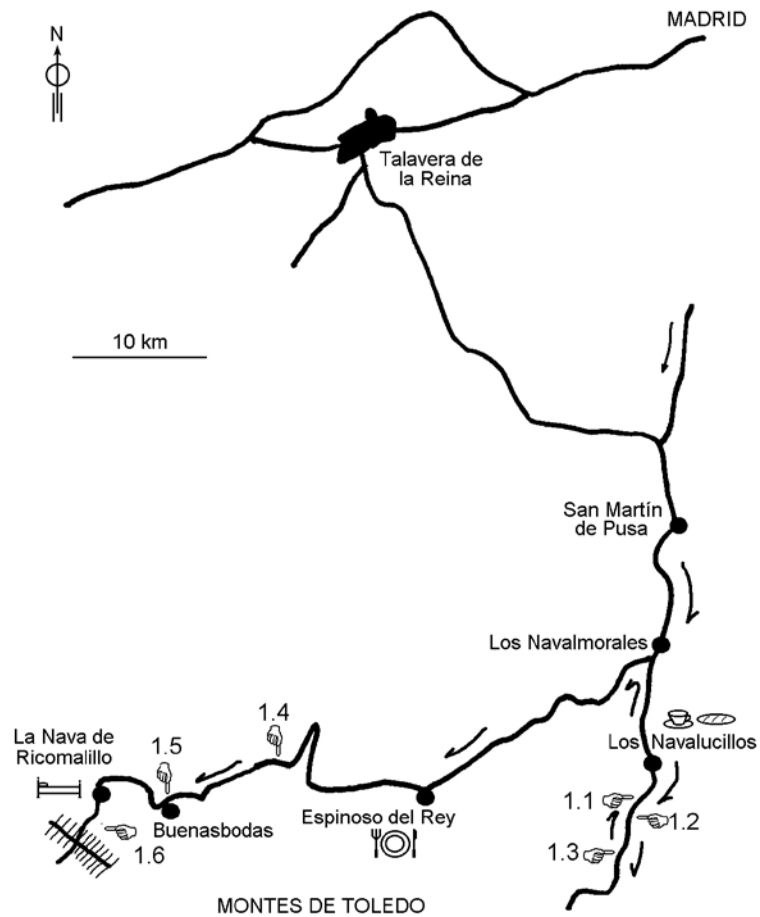


Realizado sobre una simplificación de una figura de P. Herranz 1985 (in lit.)

Día 1º Lunes 21 de Enero
Madrid - Los Navalucillos - La Nava de Ricomalillo
(202 km.)

Sucesión estratigráfica de Paradas

- 1.3 Carretera a Robledo del Buey (Cámbrico inferior bajo/Ordovícico basal)
- 1.1 Canteras de la carretera (Cámbrico inferior alto)
- 1.4 Río Gévalo (Cámbrico inferior bajo)
- 1.5 Buenasbudas (Pusiense-Cámbrico)
- 1.2 Puente sobre el Río Pusa (Pusiense-Cámbrico)
- 1.6 Cruce de la Carretera con el Ferrocarril (Alcudiense)



superior alto)

SALIDA de la Facultad de C.C. Geológicas (8 h. 30 min.)

La excursión se inicia (Fig.1) recorriendo longitudinalmente las facies arcóscas marginales del sector central de la Depresión Terciaria del Tajo (“Cuenca de Madrid”), según una trayectoria NE-SW paralela a su borde septentrional, a lo largo de la N-V. Posteriormente, el itinerario gira hacia el S, atravesando dichas facies y su cobertera plio-cuaternaria, hasta el límite con el antepaís meridional de la cuenca del Tajo, constituido por la Plataforma y los Montes de Toledo.

LOS NAVALUCILLOS

Parada café/bocadillo (25 min.)

Es uno de los cuatro pueblos más grandes de los Montes de Toledo (3.500 hab.) y uno de los pocos que aumenta su población. Estos parajes deben su nombre no tanto a su orografía como a que desde el S. XIII eran dominios de “monte” (alto y bajo, pardo y verde), propios del Ayuntamiento de Toledo, del cabildo catedralicio y de algunas instituciones filantrópicas eclesiásticas, explotados (carboneo y madereo) por “cuadrillas”, cuyos asentamientos son el origen de los actuales municipios serranos. Con la desamortización del S. XIX, aparecen grandes propiedades de caza en las zonas abruptas, y se roturan las zonas más llanas para el desarrollo de propiedades agrícolas medias y pequeñas entre las que destacan las olivareras y vitivinícolas. Aquí se pueden degustar típicos platos de caza de la cocina serrana (jabalí, venado, etc.), que son raros y caros en las grandes ciudades.

Antiforme de los Navalucillos

La sucesión sedimentaria del precámbrico-Cámbrico alcanza aquí mas de 1.000 m., aflora en el núcleo de la estructura, y comprende la parte superior de las Pizarras del Pusa, las Areniscas del Azorejo, el Tramo de Bandolázaro y parte de las Calizas de los Navalucillos. Sobre ella descansa discordante el Ordovícico.

Los mejores afloramientos se observan a lo largo de la carretera de los Navalucillos a Robledo del Buey, entre los P.K. 3 a 8,5.

1.1 Canteras de la carretera (1 h. 30 min.)

“Calizas de los Navalucillos” (Cámbrico inferior):

- a) terrígenos finos del “Tramo de Bandolázaro”;
- b) lutitas con lentejones calcáreos y canales calcareníticos con Trilobites y Archeociatos transportados;
- c) calizas bioclásticas y calizas nodulosas con Archeociatos, y alternancias de calizas negras con textura fenestral (“birdseyes”) y de secuencias de somerización (cicatriz erosiva, calizas oolíticas, calizas con estromatolitos planos, calizas con estromatolitos corrugados, *tepees* incipientes, grietas de retracción);
- d) calizas más o menos recristalizadas y dolomitizadas, en bancos, colores oscuros, con intercalaciones de areniscas finas y limos calcáreos (más potentes hacia la base).

Estos depósitos representan una plataforma carbonatada somera, con ambientes desde recifales a supramareales.

1.2 Puente sobre el Río Pusa (15 min.)

Afloramiento de las “Pizarras del Pusa” (precámbrico-Cámbrico) en el núcleo del Antiforme de los Navalucillos.

Lutitas grises, con laminación paralela de niveles centimétricos de limolitas, y algunos niveles de arenisca fina con granoclasificación positiva y cicatrices de deslizamientos (“*slump-scar*”).

Morfología típica en “diente de perro” por la interferencia entre la estratificación y la esquistosidad principal.

1.3 Carretera de los Navalucillos a Robledo del Buey. (20 min.)

- a) “Areniscas del Azorejo” (aquí son Cámbrico inferior por la icnofauna); areniscas con estratificación “lenticular” y “*flaser*”, marcas de corriente y bioturbación; cuarcitas en gruesos bancos con laminaciones planares o de surco y megarripples; hay huellas de arañazos de artrópodos (*Monomorphichnus*), huellas de reptación y perforantes (*Planolites*, *Skolithos*, *Monocraterion*, *Diplocraterion*, etc.). Corresponden a las barras, canales y llanuras arenosas, dentro de una llanura mareal.
- b) discordancia angular (dirección y buzamiento distintos en unidades infra- y suprayacentes) con paleorrelieve visible a escala de afloramiento;
- c) “Areniscas y cuarcitas del Estena” (Ordovícico inferior): pudingas de arenisca y de cuarcita (también pizarra y huecos de carbonatos) con matriz arenosa ocre; areniscas y limolitas mal estratificadas con “*mud-cracks*” y lentejones de conglomerados; microconglomerados y conglomerados cuarcíticos alternando con limolitas y pizarras violáceas. Constituye una megasecuencia transgresiva, desde facies fluviales a series mareales y a costa lineal de isla barrera.

Espinoso del Rey

Comida (1 hora y 15 min.)

1.4 Río Gévalo (30 min.)

Afloramiento de las Areniscas del Azorejo (Cámbrico) en facies muy característica y con icnofauna del Cámbrico inferior.

- a) 50 m. de alternancia de paquetes de cuarcitas en bancos lenticulares, y de paquetes de areniscas y limolitas con *ripples*, piritas, huellas de reptación, perforantes, etc.. Algunos niveles decimétricos de areniscas ferruginosas descalcificadas, friables. En afloramientos próximos, lentejones de carbonatos con arqueociatos.
- b) 100 m. de una alternancia de areniscas en bancos finos y limolitas, con *ripples* (oscilación, corriente, interferencia) y bioturbación.

Las estructuras sedimentarias presentes evidencian el carácter somero de estos materiales depositados en un medio inter-submareal, bajo lámina de agua a veces de espesor milimétrico (*runzel marks*).

1.5 Buenasbodas (10 min.)

Grauvacas verdes masivas del techo de las Pizarras de Pusa (precámbrico-Cámbrico), en las que pueden observarse a la base de los estratos, una profusión de pistas de reptación de gran tamaño, de tipo *Scolicia* y *Planolites*.

1.6 Cruce de la Carretera con el Ferrocarril (10 min.)

Sucesión sedimentaria de la parte alta del Alcudiense superior:

- a) pizarras arcillosas alternando con limolitas grauváquicas (parte superior de la Fm. Estenilla, en la Fig. 2);
- b) paraconglomerado con cantos dispersos;

- c) “Conglomerados y Pizarras de Villar del Pedroso” (parte inferior de la Fm. Cijara en la Fig. 2): conglomerados granosoportados, mal estratificados a masivos, homogéneos o con granoclasificación grosera, base erosiva, cantos pequeños principalmente de cuarzo y también de grauvaca, cuarcita y lidita, matriz limo-arcillosa; hacia la base del conjunto, aumenta la proporción de matriz y llega a ser un paraconglomerado
- d) Ritmita del Río Uso (parte superior de la Fm. Cijara de la Fig. 2): alternancia rítmica de aspecto flyschoides de grauvacas (granoclasificadas a masivas) y de limolitas (ripples, laminación paralela), formando secuencias canalizadas de base erosiva, con cantos blandos y de cuarzo, cuarcita, lidita, lutita y de limolitas fosfáticas.

Forman espectaculares pliegues en “chevron” de escala métrica y decamétrica, isoclinales vergentes al Norte, con esquistosidad de plano axial regularmente desarrollada.

Nota: Observar los cantos de lidita de estos conglomerados para compararlos con litologías similares que se observaran *in situ*, o también como cantos, durante los días posteriores. Observar también las pistas de reptación de pequeño diámetro tipo *Gordia*, y compararlas con las que se observarán durante la parada 2.1 del siguiente día en las “Pizarras de Pusa” de la Estación de Nava-Fuentes.

LA NAVA DE RICOMALILLO

Cena y alojamiento.

Pequeño pueblo en el límite de los Montes de Toledo con la región de La Jara.

El topónimo “nava”, que está muy extendido por toda la Península Ibérica, parece corresponder a una voz prelatina (¿ibera?), que se encuentra también en el vascuence: “*naba*”, tierra llana. De acuerdo con el

Diccionario de la Real Academia Española de la Lengua, designa una tierra sin árboles y llana, a veces pantanosa, situada generalmente entre montañas. No obstante lo anterior, si se analizan sus derivados: “navazo”, que en algunos lugares de Andalucía designa al huerto que se forma en los arenales inmediatos a las playas¹, y “navajo” o “lavajo”, charca de agua llovediza que rara vez se seca, y se comparan con las características fisiográficas de los lugares a los que se aplica esta denominación, se deduce que es menos importante el carácter de zona llana que el de área despejada, con mal drenaje de agua superficial o subterránea, cubierta de vegetación herbácea freatófila o de praderío, y necesariamente apta para el pastoreo

¹ En Doñana: depresiones interdunares herbosas, llanas, temporalmente anegables, donde se conserva el suelo vegetal previo a la invasión arenosa.

Sugerencia:

La mejor memoria de un geólogo es su libreta de campo. Si en el espacio que viene a continuación, elaboras una columna sintética de la sucesión sedimentaria observada en el día de hoy, podrás situar en la misma las fotografías que hayas realizado y las muestras que hayas tomado.

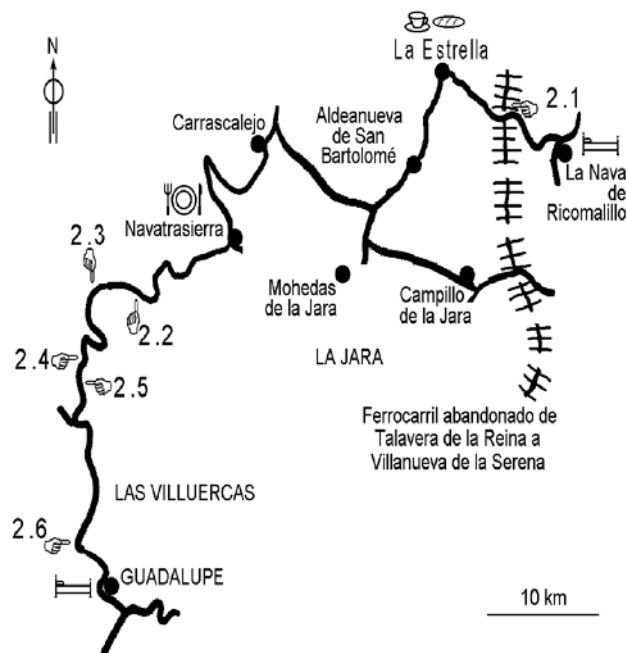
Ello evitará que ambas pierdan mucho de su valor en el plazo de unos pocos días, y de paso te ayudará a despejar dudas y a fijar datos e ideas sobre lo observado en esta larga jornada de trabajo.

Día 2º Martes 22

La Nava de Ricomalillo - La Estrella - Carrascalejo -
Navatrasierra - Guadalupe (97 km.)

Situación estratigráfica de las paradas

- 2.2 Sinclinal de Guadarranque 1 (Ordovícico superior)
- 2.3 Sinclinal de Guadarranque 2 (Ordovícico inferior)
- 2.1 Viaducto del Ferrocarril / río Uso (Alcudiense superior alto - Cámbrico)
- 2.4 Hospital del Obispo 1 (Alcudiense superior bajo)
- 2.5 Hospital del Obispo 2 (¿Alcudiense inferior? / Alcudiense



superior bajo)

2.6 Ermita del Humilladero (¿Alcudiense inferior?)

SALIDA de la Nava de Ricomalillo (8 h. 30 min.)

La Jara

Región toledana que recibe este nombre, por el predominio del monte bajo en el que abunda dicha planta, como

consecuencia de la deforestación, principalmente para carboneo. Paisaje compuesto por sierras, rañas y valles, que, aunque con exiguos cursos de agua, han permitido el desarrollo de pequeños pueblos. Al lado de grandes propiedades infraexplotadas, se desarrollan pequeñas actividades agrícolas, de secano y de regadío, ganadería lanar, apicultura, comercio y servicios, que soportan su población.

2.1 Viaducto del Ferrocarril / Río Uso (120 min.)

Sucesión del precámbrico terminal y precámbrico-Cámbrico:

- a) “Ritmita del Río Uso” (Alcudiense superior): alternancia de grauvasca-lutita, con bancos gruesos de protocuarcitas (a veces canalizados, masivos o con laminación oblicua de surco, y cantos blandos a base y techo de las secuencias); pliegues isoclinales de hasta 5 m. de radio, dirección 175° y buzamiento 70° E, vergentes al NE;
- b) discordancia angular y cicatriz erosiva, visible en la embocadura Sur del túnel;
- c) megabrecha del “Nivel de Fuentes” (precámbrico-Cámbrico):
 - c 1) 35 m. de bloques angulosos a subredondeados de hasta 1 m., predominan los de dolomía y diversos tipos de calizas, y acompañan los de grauvasca, arenisca, conglomerado y brecha calcárea; matriz calcilutítica con cantos carbonáticos de diversos tipos;
 - c 2) 12 m. de limolitas con laminación paralela, diversos tipos de *ripples*, *slumps* y deformaciones hidroplásticas al techo; bloques y cantos aislados o en lentejones; icnofauna de *Planolites*;

- c 3) 20 m. de conglomerados de cantos bien redondeados de diversos tipos de carbonatos, más pequeños hacia el techo, con matriz lutítica más abundante que en el nivel c 1);
- d) 50 m. de alternancia de tramos de lutitas laminadas y de tramos con *slumps* y cantos, dispersos o en lentejones difusos (paso gradual a la unidad siguiente);
- e) “Pizarras del Pusa” (precámbrico-Cámbrico). Limolitas (micrograuvacas) y lutitas, a veces carbonosas, en bancos o laminadas, con icnofauna de tipo cámbrico (*Gordia*, *Monomorphichnus*, etc.) junto con fósiles megascópicos aún precámbricos (*Pusaria*). Todas las litologías de los cantos del “Nivel de Fuentes”, se reconocen en las sucesiones estratigráficas del Alcu-diense inferior y superior, de zonas próximas.



NAVATRASIERRA

Comida (1 hora y 15 min.)

Pequeño pueblo de la Sierra de Altamira, que forma parte del conjunto de las Sierras de Guadalupe. Entre estas y los Montes de Toledo se sitúa una zona alomada y con llanos, donde está ubicado el polígono militar de tiro de Anchuras, que corresponde al antiformal hercínico de Valdelacasa, cuyo núcleo está formado por materiales precámbricos y, hacia el N, cámbricos.

Las Villuercas

Es un fragoso territorio que comprende las Sierras de Guadalupe y su entorno meridional y occidental. Es una de las zonas de Extremadura con mayor pluviosidad (mas de 1.000 mm/ año) y por ello hay un exuberante desarrollo de la vegetación. Pinos, castaños, robles, quejigos, encinas, alcornoques y abundancia de matorral y de herbáceas, adornan su relieve. La toponimia también recoge esta característica, y así muchos de sus pueblos tienen nombre vegetal: Castañar, Peraleda, Fresnedoso, Robledollano, Retamosa, Higuera, etc.

2.2 Sinclinal de Guadarranque 1 (20 min.)

Sucesión sedimentaria del Ordovícico-Silúrico.

- a) parte superior de las “Pizarras intermedias” del Ordovícico superior (15 m.);
- b) disconformidad;
- c) Fm. Gualija (Ordovícico superior) formada por: en la base 0.5 m. de conglomerados ferruginizados; seguidos de 19 m. de grauvacas negras micáceas, de las que los 8 m. inferiores presentan cantos exóticos desde 0,02 m. hasta 0,18 m., aumentando el tamaño hacia el techo, mientras que los 6 m. superiores son masivos, con disyunción bolar, o con intercalaciones de cuarcitas negras que hacia arriba predominan, alternando con pizarras (Mb. Risquillo). Por encima, el Mb. Majuelas está formado por 38 m. de cuarcitas, masivas o alternando con lutitas negras;
- d) Fm. Guadarranquejo (Silúrico) comprende 5 m. de ampelitas;

- e) alternancias de pizarras y areniscas grises de la Fm. Guadarranque (Silúrico), que con más de 150 m. llega hasta el núcleo del sinclinal.

2.3 Sinclinal de Guadarranque 2 (15 min.)

Panorámica del Sinclinal de Guadarranque.

Sucesión sedimentaria del Ordovícico y Silúrico, que comprende:.

- a) Un conjunto inferior fundamentalmente cuarcítico-arenoso, con intercalaciones de conglomerados hacia la base, que da lugar a las alineaciones morfológicas principales (Sierra de Altamira, Sierra del Hospital del Obispo, Sierra del Castillo de Herrera, Puerto Peña, Sierra de Las Villuercas). Dentro de este conjunto, la unidad más llamativa es la formada por gruesos bancos de cuarcita con *Cruziana*, conocida comúnmente como “Cuarcita Armoricana”, de edad Arenig (Ordovícico inferior). Este conjunto se sitúa discordante sobre un sustrato esquistoso-grauváquico precámbrico, que incluye una unidad superior donde aparecen unidades carbonáticas (calizas de Villarta y Los Ibores). La discordancia es angular y erosiva, con paleorrelieves de distinta entidad, que provocan variaciones de potencia en las unidades superpuestas.
- b) Un conjunto intermedio, fundamentalmente lutítico, que da lugar a depresiones longitudinales, enmarcadas por cordones cuarcíticos orientados paralelamente a los principales. La parte más importante de este conjunto lo constituyen las “Capas con Tristani”, de edad Ordovícico medio (Oretaniense-Dobrotiviense), extraordinariamente fosilíferas. Sobre ellas se disponen los materiales lutítico-arenosos del Ordovícico superior (“Pizarras Intermedias” y Formación Gualija), que incluyen el último horizonte cuarcítico de desarrollo notable, relacionado con la

glaciación finiórdovica (Cuarcita Las Majuelas de la Fm. Gualija).

- c) Un conjunto superior, que ocupa el núcleo de las estructuras sinclinales, y que produce relieves alomados por lo general suaves. La base de este conjunto es una disconformidad sellada por sapropelitas negras con graptolitos, que indican una edad Silúrica, sucedida por alternancias areniscosas que en estructuras más meridionales (Sinclinal de Herrera del Duque, etc.) están coronadas por lutitas y calizas bioclásticas con fósiles devónicos.

2.4 Hospital del Obispo 1 (15 min.)

Sucesión del Alcudiense superior. Lutitas de decantación con laminación paralela y eventuales acumulaciones de algas (*Vendotænidae*) y con delgadas intercalaciones de grauvacas, que se cargan progresivamente en carbonatos (alteración marrón rojiza). Hacia la parte intermedia, destacan 5.5 m. de ferrodolomías masivas cristalinas gris



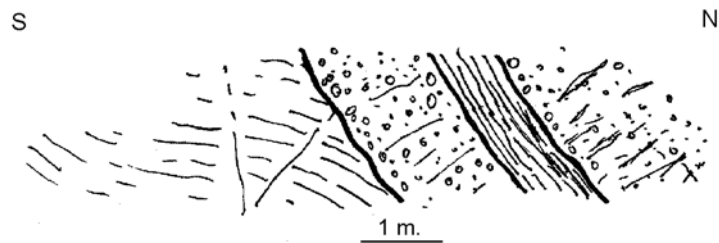
azuladas oscuras, con meteorización marrón, y con difusas formas monticulares decimétricas hacia la base. Techo tabular.

Panorámica morfológica del Anticlinorio de Guadalupe-Ibor.

2.5 Hospital del Obispo 2 (20 min.)

Discordancia (mecanizada) entre el ¿Alcudiense inferior? y el Alcudiense superior.

Lutitas verdes masivas o con bandeo grosero (¿Alcudiense inferior?), a las que se superponen en discordancia, conglomerados cuarzosos a cuarzofeldespáticos masivos, granosostenidos, en bancos métricos a decimétricos, alternando con lutitas verdes y grauvacas, que predominan hacia techo y que forman un paquete de unos 15 m., sobre el que aparecen lutitas gris oscuras o negras con laminación paralela e intercalaciones de areniscas en bancos finos (Alcudiense superior).



2.6 Ermita del Humilladero (15 min.)

Vista panorámica del anticlinorio de Guadalupe-Ibor y su prolongación hacia el SE, y de la espléndida morfología en penillanuras y niveles de cumbres de las Sierras de Cijara y Herrera del Duque, a más de 50 km. de este punto de observación.

En el talud de la carretera, alternancias de grauvacas grises de grano medio a fino, masivas o con raras grano-clasificaciones, y de lutitas (limolitas a arcillitas) verde oscuras, con laminaciones paralelas, del ¿Alcudiense inferior?

Las Sierras de Guadalupe

Son parte del denominado Sistema Oretano. Es quizás el mejor ejemplo de la Meseta de relieve condicionado por las estructuras hercínicas. Es un relieve apalachiano, de dirección NNW-SSE, de pliegues erguidos o con ligera



vergencia al NE, con agrestes crestas de cuarcita y depresiones pizarrosas. Las sierras de Ortigüela, Las Villuercas, Palomera y Altamira llegan a superar los 1600 m., y se elevan casi 1.000 m. sobre las llanuras y valles colindantes. Por el contrario, la Sierra de Guadalupe tiene una dirección perpendicular a las anteriores, por la presencia de un importante accidente tectónico de esa dirección y probable edad alpina que releva hacia el S al borde del Sistema Central y es paralelo al que limita la depresión de las Vegas Altas, que a su vez se prolonga, con actividad neotectónica comprobada, hasta las cercanías de Alange (parada 4.10 del último día).

GUADALUPE

Cena y alojamiento.

El Santuario donde se venera a N^a Sra. de Guadalupe, en la Puebla de este nombre, es el centro espiritual de Extremadura, y por la historia de ésta, el Santuario de la Hispanidad. Aquí venían a depositar sus cadenas los liberados de los árabes, se bautizaron los primeros indios americanos y de aquí procede el nombre que Colón puso a una isla del archipiélago de las Antillas. Su origen se remonta a una ermita construida en el S. XIII a raíz de una aparición

milagrosa de la Virgen a un pastorcillo. Alfonso XI manda construir un gran monasterio como acción de gracias por la batalla del Salado (S. XIV). Es centro de adoración popular, de peregrinaciones y de privilegios reales a partir de la “Carta Puebla”, fuero de repoblación y reparto fundacional de un territorio reconquistado, que da nombre a la localidad correspondiente (pueblas, poblas, polas y póvoas de la toponimia ibérica).

El monasterio es un gran monumento polifásico, de estructura muy irregular, en el que destacan la fachada, la iglesia, la sala capitular, el claustro mudéjar, la sacristía, el camarín, el claustro gótico, y museos y relicario. Todo ello resulta ensalzado por el insólito marco geográfico donde se ubica, y el pintoresco pueblo que lo enmarca, en el que existe una arraigada tradición de calderería artesanal de cobre, hoy todavía vigente.

Sugerencia

Utilizando esta guía, tus notas y tu memoria, compara lo observado aquí con lo visto durante los días anteriores. A estas alturas de viaje y de carrera, deberías ser capaz de hacer un simple gráfico de correlación, sin demasiado esfuerzo, aprovechando el espacio en blanco que viene a continuación.

Día 3º Miércoles 23 de Enero

Guadalupe - Abertura - Orellana - Campanario -
Zalamea- - Peraleda - Campillo - Hornachos - Mina Pino-
Zafra. (300 km).

Sucesión estratigráfica de paradas

- 3.5 Arroyo de Juan Vencejo (O2, O3, D2)
- 3.3 Puerto de Santa Inés (O1)
- 3.2 Orellana (Alcudiense inferior)
- 3.1 Cantera de Abertura (Alcudiense inferior)
- 3.4 Peraleda (P5, O1-2)
- 3.6 Entrada a Mina Pino (P5, P6)



- 3.8 Pista de Mina Pino (P5)
- 3.7 Mina Pino (P2, P3)

SALIDA de Guadalupe (8 h 30 min.)

Guadalupe - Logrosán - Zorita - Abertura

La carretera atraviesa un escalón morfológico, que limita dos conjuntos morfoestructurales del centro de España. Al Norte, el Sistema Oretano, compuesto por las Sierras de Montánchez (conocida denominación en gastronomía) y de Guadalupe. Al Sur, las Vegas Altas y Bajas del Guadiana, que son dos de las más grandes depresiones cenozoicas post-alpinas desarrolladas sobre el Macizo Hespérico. Estas son las Vegas Altas, cuya cuenca tiene una forma alargada de dirección subparalela al Sistema Central, y está rellena por arcillas y arcosas con niveles edáficos calcáreos y silíceos, totalizando una cincuentena de metros, conservados bajo las extensas llanuras aluviales de los ríos Gargáligas, Cubilar, Ruecas, Búrdalo y Guadiana.

3.1 Cantera de Abertura (20 min.)

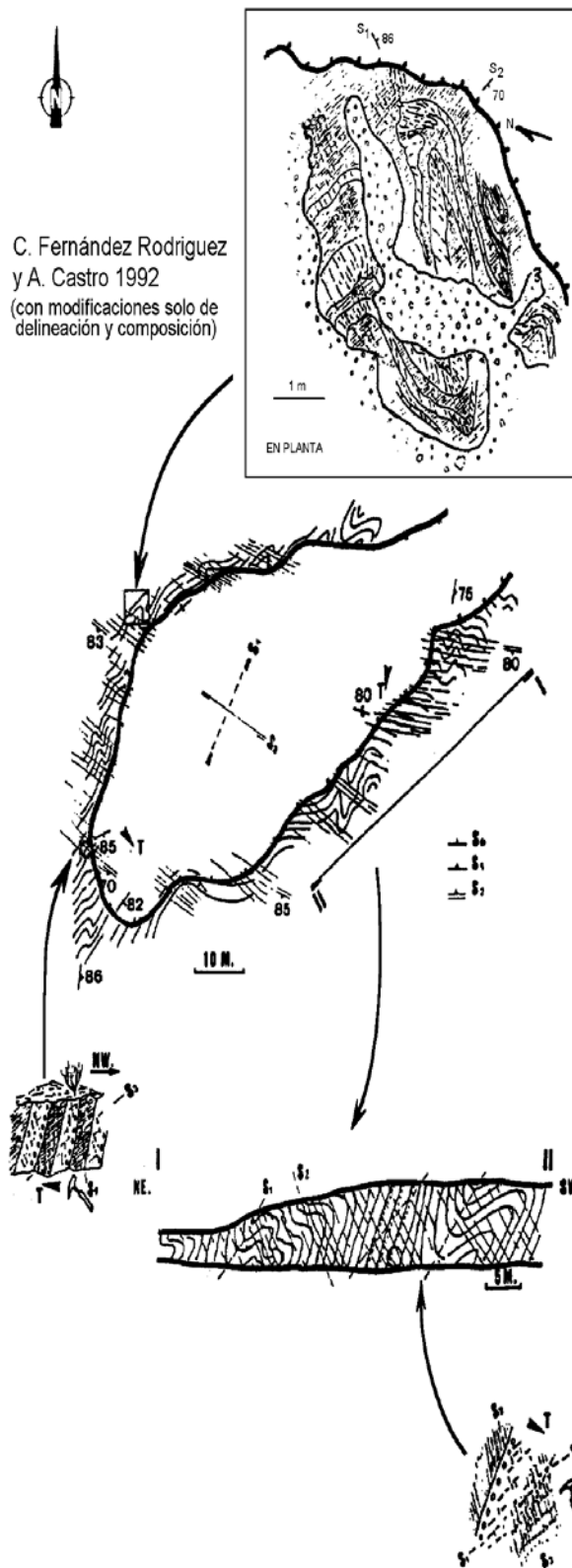
Conocido afloramiento del Alcudiense inferior, en el que se observan estructuras locales de superposición de plegamiento debidas a la actuación de dos fases de deformación (D_1 y D_2), cuya relación con las regionales plantea problemas de interpretación aún no satisfactoriamente resueltos.

La D_1 origina apretados pliegues angulares, isoclinales, de flancos rectos, de amplitud métrica, con dirección NNE-SSW y acusada vergencia al W. Llevan asociada una foliación de plano axial (S_1), que es de fractura o esquistosa en los niveles competentes de grauvacas, y que es pizarrosa en los niveles incompetentes lutíticos. Los criterios de polaridad estratigráfica y tectónica S_0/S_1 son congruentes.

La D_2 genera pliegues suaves y abiertos, de dirección E-W a ESE-WNW, de longitud de onda centimétrica

a métrica, y superficie axial vertical. Por el fuerte buzamiento de las superficies S_0 y S_1 , las líneas de charnela de los pliegues D_2 muestran inmersiones cercanas a los 90° . Asociada a estos pliegues, se desarrolla una foliación de crenulación (S_2) que sólo afecta a las pizarras y que transecta los pliegues de la 1ª fase. Las relaciones S_0/S_2 son contrarias a los criterios estratigráficos de polaridad, en los flancos inversos de los pliegues de la 1ª fase, lo que es más evidente cuando la foliación S_2 se hace tan penetrativa que transpone completamente la S_1 , dando lugar a espectaculares microlitones visibles sobre todo al pie del escarpe del fondo de la cantera.

C. Fernández Rodríguez
y A. Castro 1992
(con modificaciones solo de
delineación y composición)



De estas fases, la D₂ es la que presenta dirección semejante a la de las estructuras cartográficas regionales hercínicas más próximas.

3.2 Orellana (15 min.)

En la parte meridional de la Zona Centroibérica (Z.C.I), los materiales precámbricos pueden ser divididos en dos conjuntos discordantes: Alcudiense Inferior y Alcudiense Superior. En esta zona sólo se ha conservado el inferior, compuesto por una monótona alternancia de pizarras y grauvacas, con algunas intercalaciones de conglomerados: fue denominado por BOUYX (1970) “esquistos de Alcudia”. El superior, no aparece hasta las estribaciones orientales de la Sierra de Pela, macizo cuarcítico que se ve al norte; éste es mucho más variado litológicamente, pero mucho menos potente, conteniendo, entre otras, intercalaciones de dolomías.

El Alcudiense Inferior, de edad Rifeense? (Neoproterozoico superior) -Vendiense inferior, es la unidad estratigráfica más baja que se ha reconocido en la parte meridional de la Z.C.I. Presenta varias fases de deformación: un plegamiento intra-precámbrico de edad Vendiense, deformación preordovícica de menor importancia, y las fases hercínicas reconocibles en los materiales paleozoicos. Sorprendentemente el grado metamórfico no supera la anquizona media o superior, lo que contrasta con las vecinas zonas Lusitano-mariánica y de Ossa-Morena donde se pueden reconocer, en muchos lugares, importantes episodios metamórficos precámbricos, cámbricos y devónico-carboníferos.

En esta parada se observa un aspecto característico de las condiciones de afloramiento de los conglomerados del Alcudiense Inferior, apareciendo en la pequeña loma,

tanto los materiales más finos, como las facies paraconglomeráticas más cargadas en cantos.

Resulta interesante observar que en estos materiales es frecuente que el aspecto del afloramiento esté muy condicionado por una esquistosidad de dirección N 100° - N 120° (con la misma dirección que la D₂ de la parada anterior), por lo que en las partes más masivas puede resultar difícil discernir planos de estratificación. Los cantos son alargados y sus ejes se disponen subverticales de acuerdo con la lineación de intersección principal S₀/S₁, lo que es característico de los paraconglomerados del Alcudiense Inferior.

En las inmediaciones del Embalse de Orellana, aparece una de las pocas áreas, en las que se han podido distinguir dentro del conjunto turbidítico de más de 6.000 m de espesor que forma el Alcudiense Inferior (GARCÍA HIDALGO *et al. in litt*), tres unidades que de muro a techo son:

- pizarras y grauvacas
- grauvacas, grauvacas microconglomeráticas y pizarras
- pizarras, conglomerados con matriz lutítica y grauvacas; unidad más alta reconocida localmente, en la que nos encontramos (“Conglomerados de Orellana”).

La característica litológica más importante de esta unidad, es la presencia de potentes bancos de grauvacas y grauvacas microconglomeráticas. Además, en mayor o menor proporción, afloran pizarras. Los conglomerados varían desde ser prácticamente granosostenidos hasta *pebbly mudstones*, con cantos dispersos. Entre estos cantos se han encontrado algunos de granito, aplita y pegmatita turmalinífera, aunque predominan los de grauvaca, cuarzo filoniano y “chert” carbonoso (lidita).

Sedimentológicamente los conglomerados son una mezcla caótica de clastos heterométricos de litologías variadas en una matriz lutítica, limolítica o, raras veces,

arenosa. No presentan ningún tipo de estructuras, ni de organización sedimentaria, característica típica de depósitos que se interpretan como originados por “flujos de detritos” o “flujos en masa” (“*debris*” y “*mass flow*”).

La presencia de abundantes sedimentos de grano fino y el amplio desarrollo de los depósitos de “*debris flow*”, permiten suponer para esta unidad un ambiente de depósito de talud submarino, aunque sin prejuzgar el origen de éste.

No hay que excluir, a pesar de la falta de indicios definitivos, la posibilidad de que correspondan a sedimentos originalmente vinculados a una etapa glacial, aunque su mecanismo final de redeposición sea sin duda turbidítico.

La Serena

Amplia región de penillanuras pizarrosas y llanuras fluviales del entorno del río Zújar, que con una altitud entre los 400 y los 500 m., sirve de transición entre las áreas montañosas circundantes y la depresión de Las Vegas. En las zonas más bajas y planas predomina la ganadería y agricultura intensivas, de secano y regadío, mientras que sobre los pizarrales se desarrollan las dehesas, para explotación ganadera y cinegética. Es punto de llegada y arranque de muchas de las rutas de trashumancia. Comarca de rancia tradición, abundan en ella las huellas históricas, como Medellín (pueblo natal de Hernán Cortés), Magacela, Castelnovo, etc. Región en auge que incrementa su población y su actividad económica. Por el contrario, hacia el Noreste se extiende un territorio poco poblado, con escasa actividad económica y marginado por las comunicaciones, que en los últimos años ha recibido la poco afortunada denominación de “la Siberia Extremeña”.

3.3 Puerto de Santa Inés (15 min.)

Cuarcitas del techo del Ordovícico basal (O1), más maduras (sin feldespatos) que en Peraleda y en la Presa de Alange, con abundantes estructuras sedimentarias e icnofósiles (principalmente *Monocraterion* y *Skolithos*), típicos de facies arenosas costeras.

Vista panorámica para la observación, tanto hacia el Norte como hacia el Sur, de la influencia en el paisaje de la distribución de los diversos conjuntos sedimentarios: Cambro-Ordovícico (C-O), Ordovícico basal (O1-2), Ordovícico inferior (O3-4), Ordovícico superior (O6), Silúrico (S1-2), Devónico (D1-2) y Carbonífero inferior (H1), y de su estructura, cuya combinación es responsable de la



espléndida morfología en anfiteatro montañoso que resguarda la llanada de Peraleda, y que destaca en las imágenes de satélite.

3.4 Peraleda (25 min.)

“Estratotipo” de la Discordancia de Peraleda, entre el Ordovícico y el precámbrico Beturiense (actualmente oculta por depósitos del Arroyazo).

El precámbrico infrayacente está formado por una monótona sucesión de esquistos (cuarzofilitas y cuarzoesquistos) gris-azulados, con fuerte replegamiento NNE-SSW, “rods” de cuarzo desarrollados en las microcharnelas, y alteración pre-ordovícica y terciaria. Hay bandeado tectónico, plegamiento superpuesto, crenulación asociada, otra crenulación oblicua y una esquistosidad. El metamorfismo es de grado bajo, retromórfico de otro anterior que alcanzó la isograda del almandino, y su episodio más reciente ha sido datado por $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$ en 550 ± 10 m.a. (BLATRIX & BURG, 1981).

Estos materiales pueden correlacionarse con el Beturiense superior alto típico del resto de las Zonas Lusitano-mariánica y de Ossa-Morena (P5), para los que se ha venido utilizando la impropia (por no exclusiva) denominación de “Serie Negra”

El Ordovícico suprayacente (O1-2), como se observa en las afueras del pueblo, en el cauce del Arroyazo y en el arranque de la carretera a Monterrubio, comienza por la removilización de un paleosuelo, desarrollado sobre este precámbrico metamorfozido, microdeformado y rubefactado. Consta de terrígenos gruesos con aportes vulcanodetríticos, con cantos de pórfido, ignimbritas, tobas, cuarzo volcánico, etc. El contexto volcánico es riolítico a riodacítico. En otros afloramientos se identifican lentejones de toba riolítica.

El grado metamórfico de este Ordovícico es nulo, lo que contrasta con el de los micaesquistos infrayacentes, y está afectado por pliegues de amplitud kilométrica orientados NW-SE, replegados y fracturados homoaxialmente.

En el corte del río Zújar, próximo a Peraleda, esta unidad pasa hacia techo a areniscas y cuarcitas feldespáticas con *Skolithos* y abundantes estructuras sedimentarias litorales y de plataforma siliciclástica muy proximal, equivalentes a los de la parada 3.3.

CAMPILLO DE LLERENA

Comida (1 h. 15 min.)

Los Llanos de Llerena

Comarca de Badajoz de paisaje llano y alomado, labrado sobre la gran heterogeneidad litológica de los materiales precámbricos y paleozoicos, con profusión de desgarres sinestrales y cabalgamientos NW-SE. Su sistema de explotación mas extendido es la “dehesa”, donde se compaginan el cultivo del olivo y del cereal, con ganadería extensiva. También abundan los montes bajos de chaparros, y los encinares y alcornocales, en los que pasta el ganado. Completa su paisaje un gran número de cortijos, principalmente dedicados a la ganadería bovina y de cerda. La minería, que explotaba galena argentífera en filones, tuvo aquí un desarrollo notable, pero hoy en día se reduce al aprovechamiento de escombreras.

3.5 Arroyo de Juan Vencejo (45 min.)

Sucesión del Ordovícico:

- a) limolitas, micrograuvacas, cuarcitas negruzcas y cuarzo-grauvacas azuladas del Ordovícico basal alto (O2). Son depósitos mareales con bioturbación vertical (facies de *Skolithos*) deformada por la tectónica;
- b) fractura que ocluye el contacto;

- c) “Cuarcita Armoricana” del Ordovícico inferior (O3), formada por acumulación de canales mareales de alta energía, con una característica granulometría bimodal; hacia el techo se han reconocido *Cruziana* y *Skolithos*; estos materiales forman un apretado sinclinal vertical, con flancos muy verticales recortados por fallas;
- d) suave discordancia regional, inapreciable aquí;
- e) vuelven a aflorar las areniscas groseras, cuarzograuvacas y las grauvacas finas del tramo a);
- f) discordancia, no muy acusada pero importante regionalmente;
- g) conglomerados gruesos, heterométricos y poligénicos del Devónico superior (D2);
- h) cuarcita gruesa, blanca y mal estratificada (ídem);
- i) metapelitas y detríticos finos (ídem);

Destaca (lo mismo que se verá en Alange), la discontinuidad (aquí suave disconformidad, pero con fuerte hiato) que separa el Ordovícico del Devónico superior más alto.

3.6 Entrada a Mina Pino (15 min.)

Es el mejor afloramiento para observar la discordancia cartográfica del equivalente del Alcudiense (P6-7) sobre el Beturiense (P4-5), de aquellos a los que se puede acceder con autobús.

- a) esquistos metasedimentarios oscuros del Beturiense superior alto (P5). Este tipo de materiales es privativo del zócalo precámbrico de

las Zonas Lusitano-mariánica y de Ossa-Morena, y nunca ha sido identificado en la Zona Centro-Ibérica (*sensu* Julivert *et al.* 1972).

- b) discordancia cartográfica;
- c) esquistos cuarcíticos del Alcudiense inferior (P6) más bajo, de color claro, con metaconglomerados y alternancia de metasamitas-metapelitas; el fuerte estiramiento milonítico subparalelo a la S_0 , transforma los cantos de cuarzo en lentejones o bandas discontinuas;
- d) esquistos metapelíticos, facies característica del equivalente al Alcudiense inferior en este área (tránsito gradual de P6 a P7).

Éstos son los materiales mas antiguos que se han observado hasta ahora en el recorrido de hoy. Modelos estructurales recientes consideran a estos dos conjuntos, cuya discordancia cartográfica aquí se demuestra, como el mismo pero en contextos tectonometamórficos distintos.

El entorno de esta parada ha sido incluida por algunos autores (p.ej. RIBEIRO *et al.* 1987, QUESADA 1.991, 1.992) en el borde SW de la Zona Centro-ibérica, inmediato a la “Zona de Cizalla Badajoz-Córdoba” que consideran el límite con Ossa-Morena. Para otros (HERRANZ, 1.984, 1.985, *et al.* 1.977), este punto estaría en el borde SW de una banda mixta delimitada por Pedroches y por el Eje Badajoz-Córdoba, caracterizada por tener un “zócalo” ossa-morénico típico, y una “cobertera” post-cámbrica inferior netamente ya centro-ibérica, aunque con importantes lagunas. Éstas son las características estratigráficas esenciales de la nueva

Zona Lusitano-mariánica, recientemente propuesta (HERRANZ *et al*, 1.999) que incluye dicha banda, el Eje Badajoz-Córdoba y el antiguo “Dominio de Sierra Albarrana”, y que limita al S con Ossa-Morena propiamente dicha.

3.7 Mina Pino (15 min.)

Mina Pino o Mina Afortunada, es una antigua explotación romana de plata, reactivada a principios de siglo, abandonada hace pocos años y sobre la que hay varios estudios. Es una compleja mineralización de galena (y otros sulfuros) asociada a una intrusión granítica de edad hercínica.

El objetivo de esta parada es poder observar (y si se quiere, también obtener) muestras frescas del Beturiense (conjunto inferior precámbrico) extraídas en los procesos mineros.

- a) escasos fragmentos del granito mineralizante;
- b) algunos fragmentos de anfibolitas del Beturiense inferior alto (P2);
- c) muchos fragmentos de ortoneises porfidoclásticos, asimismo del Beturiense inferior pero más alto (P3), aflorantes también aquí.

Todo este conjunto de materiales (P2-3), todavía más antiguos que los de la parada anterior (P4-5, y P6-7)), se sitúa estratigráficamente bajo ellos, separados por una discordancia de extensión regional con salto metamórfico asociado, lo que indica la existencia entre ambos de un límite de primera magnitud.

3.8 Pista de Mina Pino (10 min.)

Cuarcitas listadas (15-20 m), intercaladas en los esquistos de la Unidad Beturiense Superior (P5) similares a los de la parada 2.5. Como ya se ha indicado, entre los materiales de la parada anterior (P2-3) y éstos (P5), existe regionalmente una fuerte discontinuidad. Las cuarcitas listadas, grafitosas, oscuras, proceden de transposición tectónica con silicificación, de limolitas silíceo-carbonosas y muestran un posterior plegamiento mesoscópico muy complejo que sabemos es precámbrico, ya que hay regionalmente conglomerados cámbricos con clastos así deformados.

ZAFRA

Cena y alojamiento

Sugerencia:

Las importantes diferencias de los registros litológicos del precámbrico, que se han estudiado en la Zona Surcentro-ibérica y en esta parte de la Zona Lusitano-mariánica quedarán mejor grabados si elaboras un sencillo gráfico de correlación de sus grandes unidades estratigráficas.

Día 4º, Jueves 24 de Enero de 2.002

Zafra - Usagre - Llerena - Higuera de Llerena -
Valencia de las Torres - Hinojosa del Valle -
Hornachos - Puebla de la Reina - Alange - Mérida -
Madrid (488 km).

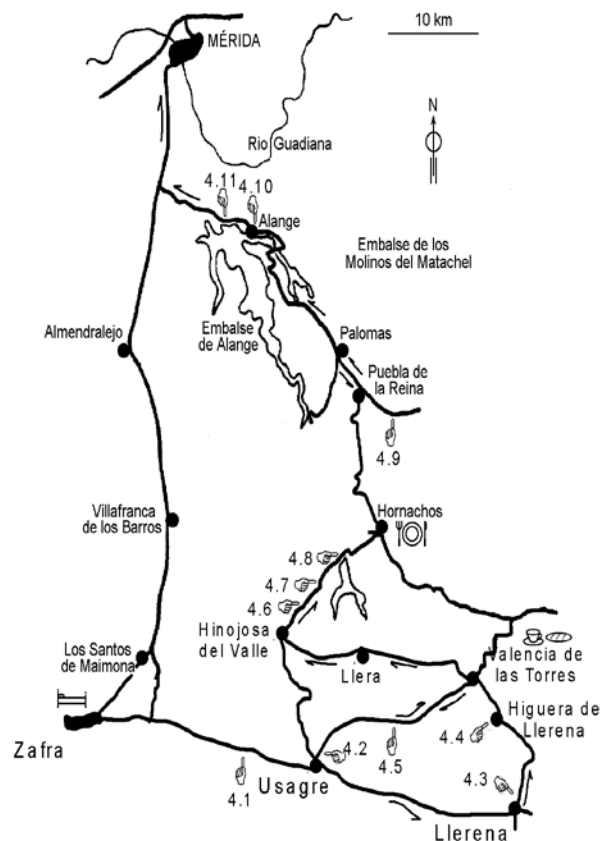
Sucesión estratigráfica de paradas

- 4.8 Puente del Matachel (P5, H1)
- 4.10 Alange (O3, D1, D2)
- 4.11 Presa de Alange (O2, D2)
- 4.9 Los Meregiles (C-O, O1)
- 4.1 Matanegra (C4)
- 4.2 Usagre (C1)
- 4.3 Llerena (P8)
- 4.7 Carretera Hinojosa del Valle-Hornachos (P4)
- 4.5 Valle del Retín (P3, P4, P7)
- 4.4 Higuera de Llerena (P2)
- 4.6 Cortijo de Peñarresbala (P1)

SALIDA de Zafra (8h 30 min)

La Tierra de Barros

Comarca agrícola del centro de Badajoz, que tiene en Almendralejo su capital. Al Sur de las Vegas Bajas del Guadiana, es una depresión terciaria no atacada todavía por la erosión fluvial cuaternaria. El espesor de su relleno no sobrepasa los 85 m. en las zonas centrales, y es normal un desarrollo de sólo unos pocos metros. En su composición litológica predominan las arcillas ("barros"), con un delgado episodio final carbonatado ("caleños") de no más de



5 m. de espesor, de carácter edáfico y palustre, y sólo presente en las áreas centrales de la depresión.

Lateralmente aparecen delgados niveles con cantos de cuarcita de pequeño tamaño y poco elaborados, indicando la existencia de escasos relieves en sus márgenes. La economía de esta región se basa en la agricultura de la “trilogía mediterránea” (trigo, vid y olivo), huerta (regadíos del “Plan Badajoz”), e industrias de transformación y conserva de productos agrícolas. Éstos, de gran calidad, ven frenada su comercialización por las malas comunicaciones y por la compleja red de intereses (no siempre honestos) del sistema de mercado.

Al S de la Tierra de Barros se desarrolla una comarca montañosa, cuya antesala está en Zafra, que limita hacia levante con los Llanos de Llerena. Esta región ya pertenece geológicamente a Ossa-Morena s. sr., aquí representada por el Sinclinorio Zafra-Llerena-



Alanís, en el que se sitúan las tres primeras paradas de este cuarto día.

4.1 Matanegra (20 min.)

Paquete carbonatado del Cámbrico inferior (C4) de la banda de afloramientos Córdoba - Alanís - Zafra - Alconera, que entre pelitas y carbonatos alcanza los

1.200 m. Hay una gran variedad de calizas y de dolomías, con intercalaciones de pelitas. Son depósitos de plataforma con desarrollo de arrecifes con arqueociatos (no reconocidos en este afloramiento), algas y estromatolitos, sin faltar las facies oolíticas. Materiales de esta edad no han sido observados anteriormente en otras paradas, salvo sus equivalentes más jóvenes de Los Navalucillos (primer día, parada 1.1), aunque separados por una amplia región sin afloramientos cámbricos conocidos equivalentes, y en un contexto tectonoestratigráfico y paleogeográfico diferente.

4.2 Usagre (10 min.)

Arcosas volcanogénicas del Cámbrico inferior (C1) que en el cercano Arroyo de Pedro Cobo se apoyan en suave disconformidad sobre metavulcanitas del “Precámbrico Terminal” (P8, metaespilitas porfídicas y metaandesitas porfiroides). La discordancia de la base del Cámbrico (C1) no se observa aquí con nitidez, pero es moderada a escala cartográfica e implica paleoalteración. Por encima se desarrollan las arcosas volcanogénicas, cuyos mejores afloramientos están en los alrededores de Usagre, dando paso a carbonatos (C2) como los de la parada anterior, que afloran ya en las afueras del pueblo y en la gasolinera próxima. Estos materiales son equivalentes a los de la conocida “Fm. Torreárboles”, de los alrededores de Córdoba, y son característicos de la parte N de la Zona de Ossa-Morena (s.str.)

4.3 Cruce de Llerena (20 min.)

Junto al paso inferior de la carretera C-413 (dirección Castuera) bajo la N-432, se observan también materiales del “Precámbrico Terminal” (P8), pero suprayacentes a los anteriores. Facies volcanoclásticas groseras, bastante típicas en el precámbrico final de Ossa-Morena. Son brechas y esquistos volcanodetríticos, muy heterométricas (bloques de varios decímetros a partículas tamaño limo), con cantos angulosos, escasa matriz y predominio de espilitas y andesitas. A techo presentan rubefacción bajo los materiales cámbricos (C1). También llegan a verse esquistos volcano-sedimentarios y lentejones calizos de segregación.

Más adelante por esta misma carretera, se atraviesan afloramientos cámbricos datados y carboníferos, hasta sobrepasar el límite meridional de la Zona Lusitano-Mariánica, representado por la Falla de Tambor-Ollita, relevo hacia el N de la de Malcocinado.

4.4 Higuera de Llerena (15 min.)

Estructuras mesoscópicas de bandeado tectonometamórfico y posterior plegamiento del Beturiense inferior (P2) de la Zona Lusitano-mariánica.

Las estructuras son pliegues de superficie axial muy tendida, deformada a su vez y con vergencia al SW. El bandeado metamórfico precoz, sometido a este plegamiento, resalta bastante por el carácter laminar de las litologías.

Los materiales son anfibolitas y neises anfibólicos, con intercalaciones de niveles de leuconeises. Estos

materiales son los segundos más bajos de la sucesión estratigráfica regional, y se sitúan en ella sobre los ortoneises ocelares de Peñarresbala, que veremos a continuación (parada 2.6). Todos los bandeados que se observan son tectono-metamórficos, transposicionales precoces, aunque pudieran obliterar estructuras aún más tempranas.

Valencia de las Torres

Café y compra de pan (20 min.)

4.5 Valle del río Retín (30 min.)

Corte geológico a un afloramiento beturiense, que por razones estratégicas debe ser realizado de techo a base.

- a) (techo) cuarcitas claras y esquistos miloníticos de la base del Beturiense superior bajo (P4)
- b) discordancia cartográfica, generalmente mecanizada;
- c) alternancia de ortoneises gruesos con paraneises y esquistos del Beturiense inferior (P3);
- d) ortoneises del Beturiense inferior (P3);
- e) paraneises y esquistos metasedimentarios del Beturiense inferior (P3);
- f) dique “ultra-ácido” y ultramilonítico, que materializa la Falla de Higuera (o Falla de Azuaga), y en el que algunos autores proponen situar el límite entre la Zona Centroibérica y la Zona de Ossa-Morena. Con unas dimensiones cartográficas de 0.07×30 km., tiene una dirección

130°-135°, y es cortado y desplazado por numerosas fracturas sinestrales tardihercínicas (NW-SE y W-E). La falla sellada por este dique, presenta actualmente un carácter ligeramente inverso, pero se supone una horizontalización en profundidad, marcando un cabalgamiento hacia el SW, que monta el Beturiense inferior (P3) sobre el Beturiense superior alto (P5). También se ha supuesto su funcionamiento como un desgarre sinistral. Sus últimos movimientos controlados afectan al Carbonífero inferior (H1). En el labio hundido de la falla, a unos 500 m., se ve con nitidez la sucesión esquisto-grauváquica adjudicable al equivalente en este área del Alcudiense inferior, con espesor de más de 2.000 m. y superposición de “kinks” tardíos.

4.6 Cortijo de Peñarresbala (30 min.)

Ortoneises ocelares (P1), filonitizados o milonitizados, que forman un gran “domo néisico” de 40 × 2.5 km, limitado por fallas NW-SE (con cataclasis e intrusiones de diques ultrabásicos) y que aparece cortado por fracturas hercínicas sinestrales E-W. En el techo del domo alternan paquetes de materiales orto- y para-derivados, con la presencia de esquistos granatíferos de indudable origen sedimentario y de bandas estratiformes cuarcíticas con abundante topacio (que excluye su origen asociado a estructuras magmáticas o tectónicas). Su origen parte de un cuerpo granítico intrusivo de naturaleza intermedia, metamorfizado y polideformado. Se han obtenido dataciones absolutas por $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$ (las más recientes

referidas a eventos termodinámicos) de -331 m.a. (Carbonífero inferior) y de -423 m.a. (Silúrico medio).

El gran dique de Peñarresbala limita por el NE el domo neísico con un desarrollo de unos 20×0.2 km. Aflora bien en pocos puntos, pues por erosión diferencial da lugar a depresiones y hondonadas. De origen discutido, consta de materiales ultrabásicos fuertemente transformados. Hay una gran variabilidad litológica: serpentinitas polideformadas (granudas, porfiroides, esquistosas), clorititas cataclásticas (brechificadas, de grano fino) y anfibolitas (porfiroides, esquistosas, de grano fino). El metamorfismo es de "grado bajo". La polideformación es compleja y propia de niveles moderadamente profundos, e indica una historia tectónica larga con un emplazamiento antiguo, por lo menos de edad cadomiense (aprox. -600 m.a.).

4.7 Carretera de Hinojosa a Hornachos (10 min.)

Es el mejor afloramiento a pie de carretera del Beturiense superior bajo (P4). En la base, discordante sobre P3 (como se vio en la parada 4.5), hay un conjunto de cuarcitas y cuarzoesquistos con bandeo tectónico y crenulación. La mayor parte del conjunto, lo constituyen esquistos metapelíticos con transposición y crenulación irregulares, con segregaciones de cuarzo y lentejones néisicos. Todo el conjunto presenta retromorfosis a bajo grado.

Estos materiales se sitúan estratigráficamente sobre las anfibolitas (P2) y ortoneises (P3) observados en Higuera de Llerena (4.4) y en Mina Pino (3.7) (en

contacto problemático, discordante) y bajo las cuarcitas listadas (P5) de la parada siguiente de la Pista de Mina Pino (3.8).

4.8 Puente del Matachel (20 min.)

Depósitos del Carbonífero inferior (H1) discordantes sobre el precámbrico.

Descendiendo desde Hornachos hacia el río Matachel, a unos 300 m de éste se observan:

- a) esquistos del Beturiense superior alto (P5);
- b) discordancia cartográfica;
- c) cuerpo ígneo estratiforme de 10 a 120 m. de espesor, de composición ácida y textura muy variable, sin aureola en sus contactos inferior y superior, que puede ser un cuerpo volcánico devónico-carbonífero o una intrusión post-carbonífera a favor de la discordancia. Puede considerarse un leucogranito;
- d) contacto cartográficamente normal;
- e) unos 25 m. de un conglomerado basal carbonífero, masivo, heterométrico (sin límite neto entre cantos y matriz, con cantos de hasta 0.4 m.) y poligénico (sin cantos del cuerpo ígneo infrayacente, con pocos cantos ígneos y metamórficos);
- f) unos 15 m. de grauvacas y pelitas; con episodios turbidíticos y secuencias incompletas.
- g) unos 300 m. de pelitas con intercalaciones volcánicas, que forman la margen derecha del río Matachel, junto al puente.

Estos son los materiales hercínicos más modernos que se observan en todo este recorrido. Por encima solo se reconocen en algunos puntos los depósitos continentales del Carbonífero superior y los materiales cenozoicos.

HORNACHOS

Comida (1 h. 15 min.)

Pequeño pueblo extremeño, con monumentos poco notables, pero cuya Sierra Grande, que se eleva majestuosamente más de 500 m sobre su entorno, y que es reconocible desde satélite, es un importante refugio ecológico y uno de los mejores miradores de Extremadura, y la manifestación más meridional de “facies armoricanas” en la Península Ibérica.



4.9 Los Meregiles (Puebla de la Reina) (10 min.)

Depósitos terrígenos Cambro-Ordovícicos (C-O). Alternancia de paquetes de cuarcitas (con bioturbación vertical) y esquistos de muy bajo grado (metapelitas y metalimolitas). Son depósitos de

plataforma proximal y somera, con canales mareales. Estos materiales se sitúan por debajo de los depósitos inferiores de la última parada de este mismo día (4.11 Presa de Alange).

Como se deduce en el pequeño arroyo a la derecha de la carretera, cartográficamente discordante sobre



ellos, aparecen conglomerados y microconglomerados arcósicos del Ordovícico más bajo (O1), materiales correspondientes al mismo conjunto visto en Peraleda el día anterior, y que veremos bajo la presa de Alange (parada 4.11), pero representado aquí por sus términos más bajos, que carecen de rubefacción. En los nuevos desmontes de rectificación de la carretera, el contacto está oculto por fracturas paralelas al frente septentrional de la Sierra de Hornachos.

Alange

Es un pequeño y típico pueblo extremeño famoso por sus termas romanas.

4.10 Alange (15 min.)

Sucesión del Devónico.

Sustrato local: Cuarcita Armoricana (a) sobre la que progradan directamente areniscas devónicas inferiores (b), compactas, con braquiópodos, que afloran discontinuamente. Tras clara discordancia cartográfica, el Devónico superior consta de:

- c) Areniscas y limolitas ferruginosas (15-35 m.), en bancos delgados pero constantes, con bioturbación superficial;
- d) Ampelitas con nódulos (30-70 m.) que corresponden a facies anóxicas, con abundante fauna del Frasnense;
- e) Cuarcitas con base erosiva (15-35 m.) y posibles canales conglomeráticos; equivaldrían a las ubicuas Cuarcitas Campana del Famensiense regional.

Estos últimos depósitos, son equivalentes a los materiales superiores de la siguiente parada (4.11 Presa de Alange). Puede deducirse entonces, una estructura aparente de “*onlap*” de los depósitos devónicos sobre los materiales mas antiguos del Ordovícico y Silúrico, que en la cartografía se refleja como una discordancia del Devónico terminal.

Espejo de falla de una de las fallas del “Sistema de Alange”, fractura sinistral todavía activa (termalismo y actividad sísmica reciente), geométrica y genéticamente relacionada con el sistema de fracturas que forman el borde meridional del Sistema Central, el de la Sierra de Guadalupe, y el límite N de la depresión terciaria de las Vegas Altas.

4.11 Presa de Alange (20 min.)

- a) Depósitos mareales del Ordovícico basal (O2) con laminaciones oblicuas, bandas laminadas, “*mudcracks*”, canales, barras, estructuras de tormenta (“*hummocky*”) y niveles rubefactados. Litológicamente son arcosas con aportes vulcanodetríticos.
- b) Discordancia (oculta por obras de la presa)
- c) Cuarcitas de plataforma del Devónico superior (D2), con braquiópodos, espículas de esponjas y radiolarios. Tienen intercalaciones canalizadas de conglomerados en la base, que han quedado bajo la presa.

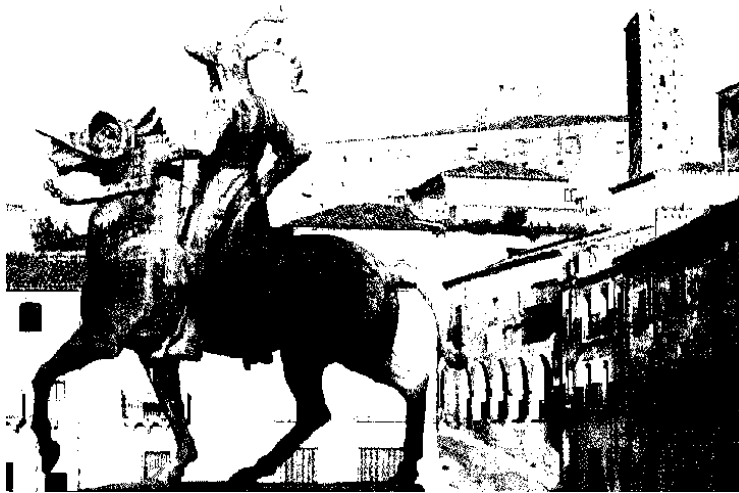
Obsérvese que, por efecto de la discordancia del Devónico superior, la Cuarcita Armoricana del castillo de Alange, con más de 200 m de potencia, ha quedado eliminado por erosión en apenas 600 m de distancia actual. Sólo a varios km al NW empiezan a aparecer algunos crestones de cuarcita, que acaban dando lugar a la Sierra de San Serván, ya en los alrededores de Mérida, donde de nuevo alcanza su espesor normal.

MÉRIDA



Llegó a ser la capital de la Lusitania, en el cruce de las importantes calzadas de Salamanca-Sevilla y Toledo-Lisboa, en la llamada “ruta de la plata”. De su importancia dan testimonio su teatro (6.000 plazas), el anfiteatro (400 m. y 14.000 plazas), el templo de Diana, las villas romanas, las parejas de puentes, de acueductos (Los Milagros y San Lázaro) y de embalses (Proserpina y Cornalvo), así como las muchas joyas que guarda su Museo Nacional de Arte Romano. Es una ciudad romana monumental, que hoy mantiene su capitalidad al ser la sede del Parlamento y Gobierno de Extremadura.

TRUJILLO



Es la capital de la “Tierra de los Conquistadores”, pues en ella nacieron Francisco Pizarro (Perú), Francisco de Orellana (Amazonía) y Diego García de Paredes (Italia). Fundada por los romanos y fortificada por los árabes, se puebla de ricas mansiones de los indianos durante los S. XVI-XVII.

La Plaza Mayor es única, con sus palacios, iglesias, casas nobles, escaleras, balcones de esquina, lo que la hacen parecer un decorado teatral. Trujillo es una de nuestras ciudades con más aves, y las torres de sus monumentos soportan una de las más importantes colonias de cigüeñas de España.

La ciudad está asentada sobre un promontorio en el centro de un afloramiento circular de granito, que ha sido utilizado en la construcción de sus monumentos, y que da lugar al característico paisaje de berrocales. *Al entrar en Trujillo, por donde entrares, hallarás una legua de berrocales* (coplilla popular). Es un plutón hercínico tardío (12 x 8 km.) de granitos alcalinos, que intruye y metamorfiza esquistos y grauvacas del Alcudiense inferior (los materiales que se estudiaron en la cantera de Abertura, parada 2.1), dando una regular aureola de contacto que se superpone al metamorfismo regional de muy bajo grado.

Puerto de Miravete

Escalón morfológico desarrollado sobre un accidente tectónico, que limita dos unidades morfoestructurales mayores del centro de la Península Ibérica. Al Norte, la Depresión de Campo Arañuelo, pequeña cuenca cenozoica, que es el apéndice occidental de la Cuenca de Madrid. Está rellena por hasta 600 m. de monótonas arcosas azoicas con intercalaciones de carbonatos edáficos, cuya edad probable es Mioceno inferior. Al Sur, el Sistema Oretano, que comprende los Montes de Toledo, las Sierras de Guadalupe, etc. Está formado por materiales precámbricos y paleozoicos, tectónicamente estructurados en la orogenia hercínica, y cuyo relieve está provocado por

la diferente consistencia de sus materiales, la articulación en grandes conjuntos limitados por fallas en la orogenia alpina, y por el encajamiento de la red fluvial desde finales del Neógeno, debido al abombamiento y basculamiento hacia el SW de toda la Península Ibérica.



Añadido a Posteriori. Foto del Grupo de la excursión de Macizo Ibérico de 2002

Sugerencia: Para que te sea más fácil retener los datos más importantes de lo visto en este viaje, se recomienda hacer, ahora que están los recuerdos frescos, una relación de las diferencias más importantes (en el registro sedimentario, en la actividad ígnea, en la estructura tectónica, en la historia geológica, etc.) entre los sectores de Ossa-Morena y Centro-Ibérica estudiados.

Llegada a MADRID



BIBLIOGRAFÍA

- BLATRIX, P.; BURG, J.P. (1981).- ^{40}Ar - ^{39}Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and Cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*, Jg.1981 (19): 470-478
- BOUYX, E. (1970).- *Contribution à l'étude des Formations Anté -Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Mem. Inst. Geol. Min. España; Instituto Geológico y Minero de España; **73**: 263, 50 fig. Madrid.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A.; SAN JOSÉ LANCHA, M. A. (1979).- Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estud. Geol.*; **35**; **1-6**: 379-383. Madrid.
- CRESPO LARA, V.; REY, J. (1971).- Contribución al Estudio del Valle de Alcudia. *Bol. Geol. Min.*; **82 (VI)**: 512-515. Madrid.
- DALLMEYER, R. D.; PIEREN PIDAL, A. P. (1987).- Evidences of late Proterozoic tectonometamorphic events in SW. Iberia. Significance and paleogeographic implications.. *Tectonothermal Evol. West African Orogens and Linkages*. (I.U.G.S. Project N° 233): 73-76, 2 fig.. Nouakchott.
- FERNÁNDEZ RODRÍGUEZ C. Y CASTRO A. IN: CASTRO, A.; SAAVEDRA, J. (1992).- El Batolito Paleozoico de Extremadura Central (Excursión nº 3). *Publ. Mus. Geol. Extremadura*. Guía de Campo de las Excursiones Geológicas Post-Conferencia; **3**: 43-61, 7 fig.. Mérida.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1985).- Estratigrafía y sedimentología del Alcudiense Superior en los anticlinorios de Ibor y Navezuelas- Robledollano. *Semin. Estratigr. Ser. Monogr*; **12**: 190 pp, 130 fig., 46 lam.. Madrid.
- GARCÍA-HIDALGO, J. F.; PIEREN PIDAL, A. P.; OLIVÉ DAVÓ, A.; CARBAJAL MENÉNDEZ, A. (*in Litt*).- Hoja 779; Villanueva de La Serena. *Mapa Geol. España 1:50.000 (Ser MAGNA)*; Departamento de Publicaciones. Ministerio de Industria y Energía., 1 map. Madrid.

- GIL CID, M. D.; GUTIÉRREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1976).- El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque - Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Comun. Serv. Geol. Port.*; **60**: 17-29, 2 fig., 2 lám. Lisboa.
- GIL CID, M. D.; PEREJÓN, A.; SAN JOSÉ LANCH, M. A. (1976).- Estratigrafía y paleontología de las calizas cámbricas de Los Navalucillos (Toledo). *Tecniterrae*; **13**: 11-29, 3 fig., 2 lám. Madrid.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; SAN JOSÉ LANCH, M. A.; HERRANZ ARAÚJO, P.; SARMIENTO, G. N. (1995).- Oretanian and Dobrotivian stages vs. "Llanvirn-Llandeilo" series in the Ordovician of the Iberian Peninsula. *Ordovician Odyssey: S.Pap. 7 Int. Symp. Ordov. System*: 55-59, 2 Tabl. Las Vegas.
- HERRANZ ARAÚJO, P.; SAN JOSÉ LANCH, M. A.; VILAS MINONDO, L. (1977). - Ensayo de Correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo y el Valle del Matachel. *Estud.Geol.*; **33 (4)**: 327-342. Madrid.
- HERRANZ ARAÚJO, P. (1984).- El Precámbrico del NEE de "Ossa- Morena": Planteamiento y estado de la cuestión, unidades, bases para su correlación y esquema evolutivo. *Cuad. Geol. Ibér.*; **9**: 119-211, 4 fig., 1 map. Madrid.
- HERRANZ ARAÚJO, P. (1985).- El Precámbrico y su cobertura Paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. *Semin. Estratigr. Ser. Monogr.*; **10 (1 y 2)**: 883 pp. Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. S. (1972).- *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E:1/ 1.000.000*; Servicio de Publicaciones del Ministerio de Industria, 1 map. Madrid.
- LIÑÁN, E.; FERNÁNDEZ CARRASCO, J. (1984 a).- La Formación Torreárboles y la paleogeografía del límite Precámbrico- Cámbrico en Ossa Morena (Flanco Norte de la alineación Olivenza-Monesterio). *Cuad. Lab. Xeolóxico Laxe*; **8**: 315- 328, 2 fig. La Coruña.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS MEDRANO, T.; PEREJÓN, A. (1984 b).- Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.*; **121**: 221-228. Cambridge.

- LOTZE, F. (1945).- Zur Gliederung des Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*; **6**: 78-92.
- LOTZE, F. (1956).- Über sardische Bewegungen in Spanien und ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung. *Geotekt. Simpos. zu Ehren von H. Stille*: 128-139. Stuttgart.
- MORENO, F. (1974).- Las Formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. Min.*; **85**: 396- 400. Madrid.
- ORTEGA GIRONÉS, E.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1986).- La discordancia intra-Alcudiense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. *Breviora Geol. Asturica*; **27**: 27-32, 2 fig. Oviedo.
- PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PEREJÓN, A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F. (1986).- Nouvelles données sur la discordance intrapréCambrienne dans la Vallée de l'Alcudia (Massif Ibérique Méridional, España). *Réun. Sci. Terre. Clermont-Ferrand*; **11**: 145.
- PEREJÓN, A. (1984).- Early Cambrian Archaeocyatha from Spain. *Int. Geol. Cong*; **1**: 295.
- PIEREN PIDAL, A. P.; PINEDA VELASCO, A.; HERRANZ ARAÚJO, P. (1987).- Discordancia intra-Alcudiense en el anticlinal de Agudo (Ciudad Real - Badajoz). *Geogaceta*; **2**: 26-29, 3 fig., 1 map. Madrid.
- PIEREN PIDAL, A. P.; HERRANZ ARAÚJO, P.; GARCÍA GIL, S. (1991).- Evolución de los depósitos continentales del Proterozoico Superior en "La Serena", Badajoz (Zona Centro Ibérica). *Cuad. Lab. Xeolóxico Laxe. Evol. Tectono-sedim. del Macizo Ibérico durante el Paleozoico*; **161**: 24-28. La Coruña.
- QUESADA OCHOA, C. (1991).- Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*; **185**: 225-245, 10 fig.. Amsterdam.
- QUESADA OCHOA, C. (1992).- Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acrecencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico superior y el Paleozoico). *Paleozoico inferior de Ibero-Améric. J. C*

Gutiérrez-Marco, J.Saavedra & I.Rábano (Eds.): 173-192, 6 fig.. Madrid.

RIBEIRO, A.; QUESADA OCHOA, C.; DALLMEYER, R. D. (1987).- Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan fold belt.. *Conf. deformation, plate tectonics; Abstracts*: 60-61. Gijón.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. (1983).- El complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*. J.A. Comba; Instituto Geológico y Minero de España; **Tomo I**: 91-100, 2 fig. Madrid.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A. (1984).- Los materiales anteordovícicos del anticlinal de Navalpino. *Cuad. Geol. Ibér.*; **9**: 81-117, 3 fig. Madrid.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P. (1974).- Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol.Geol.Min.*; **85 (1)**: 21-31. Madrid.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; VILAS MINONDO, L.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A. (1990).- Ante-Ordovician Stratigraphy. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R.D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 147-159, 3 fig. Heidelberg.

SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; RÁBANO, I.; HERRANZ ARAÚJO, P.; GUTIÉRREZ MARCO, J. C. (1992).- El Paleozoico Inferior del SO de la Meseta (Zona Centroibérica meridional). *Paleozoico Inf. Ibero-América*. J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds.): 505-521, 7 fig. Madrid.

TAMAIN, G. (1975).- El Alcudiense y la Orogénesis Cadomiense en el Sur de la Meseta Ibérica (España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.,(Sec.Geol.)*. Primer Centenario de la R. Soc. Española His. Nat.: 437-464. Madrid.

VILAS MINONDO, L.; SAN JOSÉ LANCHÁ, M. A.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; HERRANZ ARAÚJO, P.; PIEREN PIDAL, A. P. (1986).- Modèle évolutif du bassin Précambrien terminal-Cambrien Inférieur dans la région de Toledo-Ciudad Real-Extremadura (España). (Abstract). *Réun.Sci.Terre*. Clermont-Ferrand; **11**: 183.

- VILAS MINONDO, L.; GARCÍA-HIDALGO, J. F.; SAN JOSÉ LANCH, M. A.; PIEREN PIDAL, A. P.; PELÁEZ PRUNEDA, J. R.; PEREJÓN, A.; HERRANZ ARAÚJO, P. (1987).- Episodios sedimentarios en el Alcudiense Superior (Proterozoico) y su tránsito al Cámbrico en la zona centro meridional del Macizo Ibérico. *Geogaceta*; **2**: 43-45, 1 fig. Madrid.
- VILAS MINONDO, L.; SAN JOSÉ LANCH, M. A. (1990).- Stratigraphy, Introduction. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. R. D. Dallmeyer and E. Martínez García (Eds.); Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York: 145-146. Heidelberg.
- ZAMARREÑO, I.; VEGAS, R.; MORENO, F. (1976).- El nivel carbonatado de Los Navalucillos y su posición en la sección cámbrica de Los Montes de Toledo occidentales (centro de España). *Breviora Geol. Asturica*; **20 (4)**: 56-64, 5 fig. Oviedo.

APÉNDICE

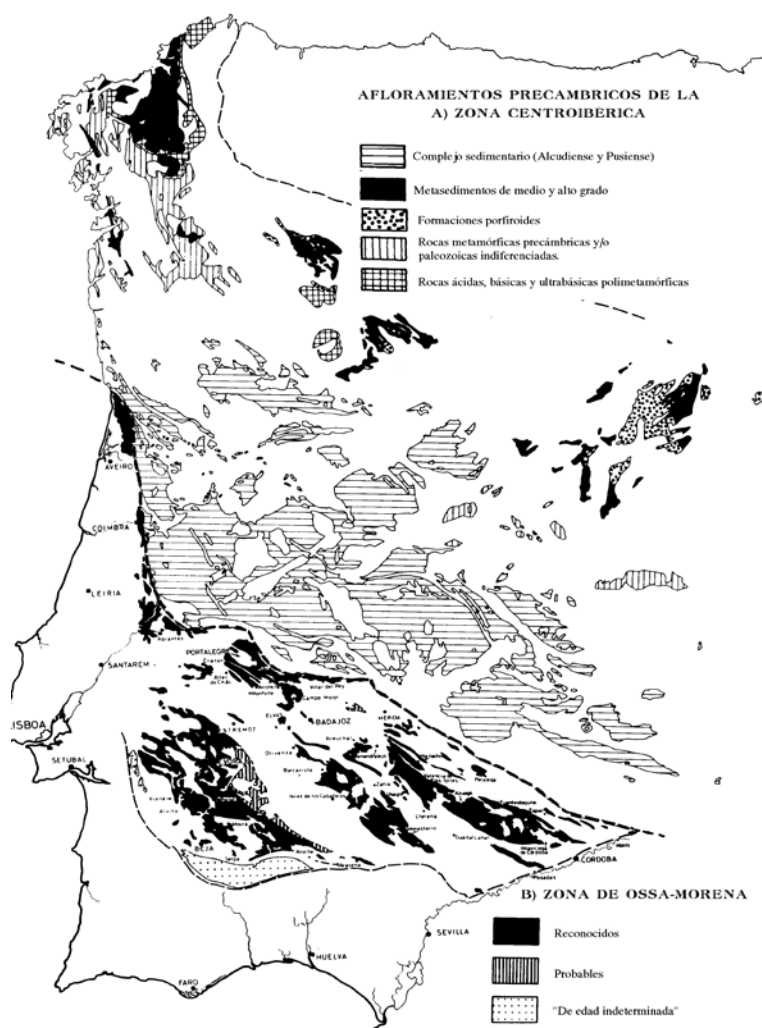
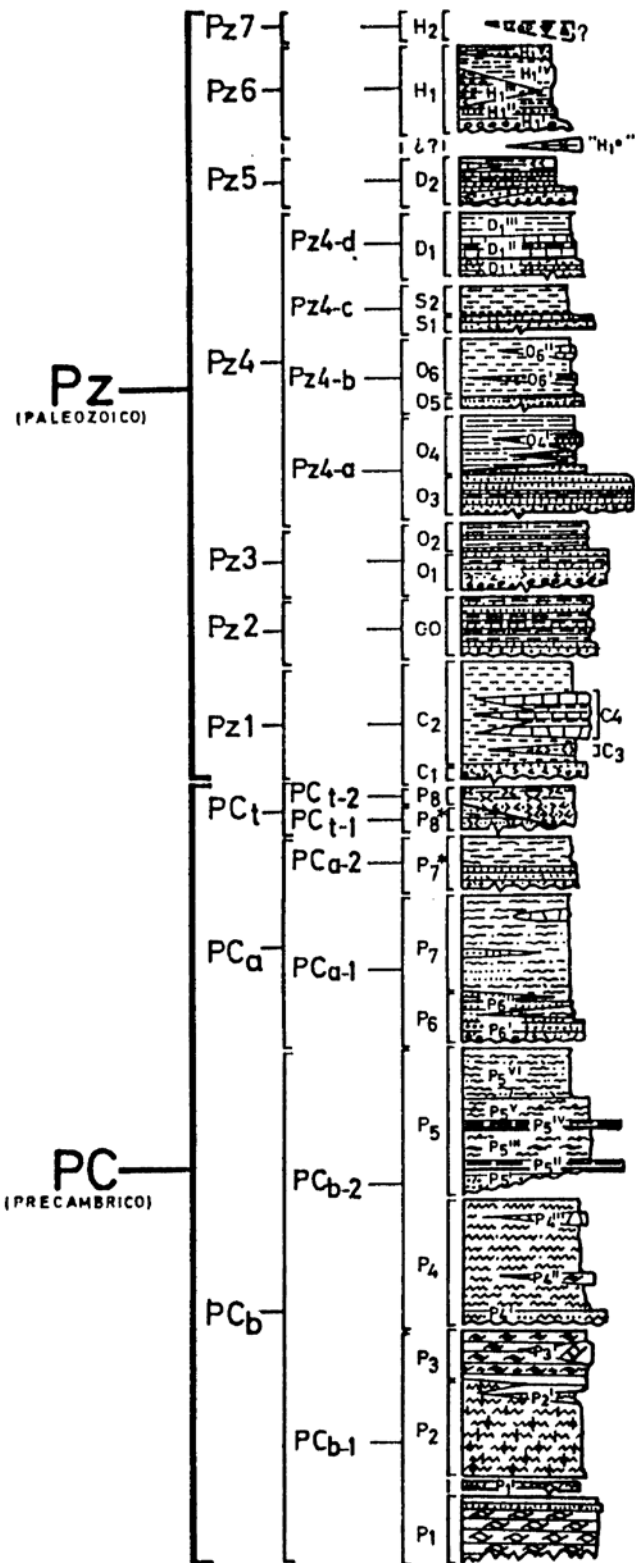


Fig. A1.- Afloramientos precámbricos comprobados y dudosos de las Zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena. Basado en San José (1983) y Herranz (1983)



Pz
(PALEOZOIC)

PC
(PRECAMBRIAN)

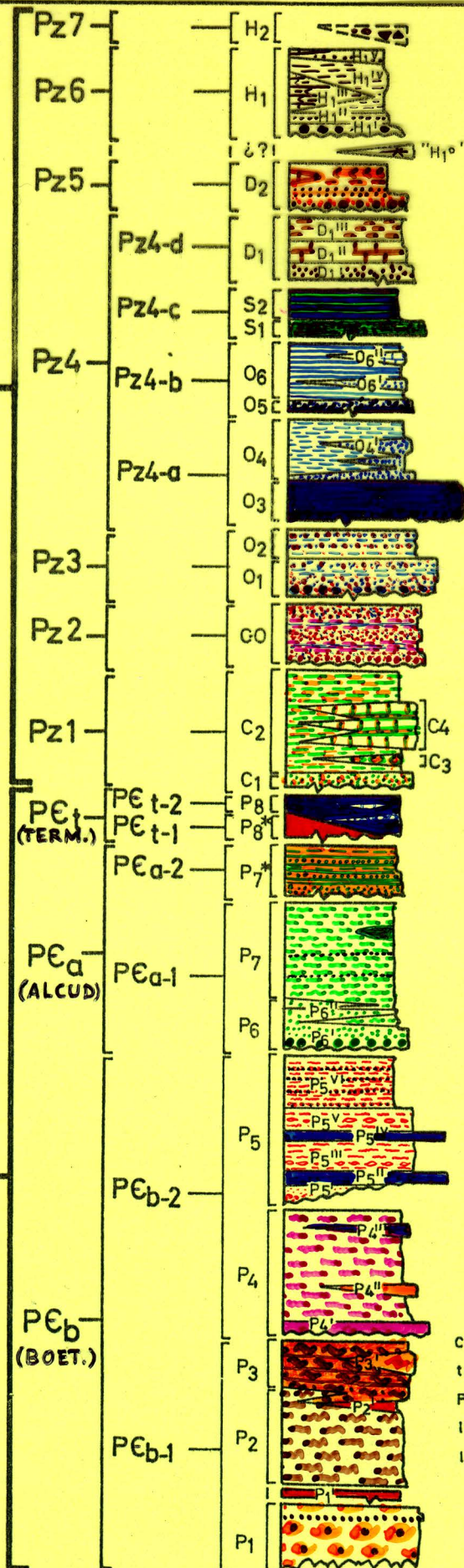


Fig. 3.4.II

Conjuntos tectonosedimentarios del Precámbrico y Paleozoico, y unidades litoestratigráficas que los constituyen.

(Columna sintética)

Un viaje de "aterrizaje" al Macizo "es Perico" (en 4 días y 4.128 paradas)



1. - Antes de comenzar el día, monseñor San José prepara mentalmente el recorrido

4. - "¡E. je. je. vas a ver cuando Perico se dé cuenta de que no estamos en el valle del Matachel sino en el del Retín, camuflado por los cortes nuevos de las carreteras...."



2. - El Rudo. P. Herranz, revisa los libros de caballerías del Devónico de Llopis



3. - En este corte simplificado encontramos rocas plurideformadas y multimetamorfizadas de la parte alta del P5 sub 4 estrella sobre"



5. - Finalmente "verdugos" y pacientes y correctos "sufridores" se hacen una foto juntos en el núcleo de Peraleda del Zaucejo".



Excursión de Geología del Macizo Hespérico. Enero-Febrero de 1.996. M.A. de San José.